

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

МАТЕРИАЛЫ XXIII МОЛОДЕЖНОЙ НАУЧНОЙ
ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ,
ПОСВЯЩЕННОЙ ПАМЯТИ
ЧЛ.-КОРР. АН СССР К.О. КРАТЦА

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ ПетрГУ
КАФЕДРА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ И СПЕЦИАЛИСТОВ
РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти
члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца

ПЕТРОЗАВОДСК
2012

УДК [551.71/.72+550.3+502.1](063)
ББК 26.33+26.26
А 43

А 43 **Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии** // Материалы XXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Петрозаводск.: КарНЦ РАН, 2012. 196 с.

ISBN 978-5-9274-0538-1

В сборник вошли материалы XXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (8–10 октября 2012 г., г. Петрозаводск), представленные молодыми учеными из академических, учебных и производственных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатит, Воронежа, Сыктывкара, Новосибирска, Ковдора, Архангельска, а также Беларуси и Украины. Сборник состоит из шести разделов: геология и полезные ископаемые; геохимия и геохронология; геоэкология и мониторинг окружающей среды; геофизические методы и ГИС в геологии; петрология, минералогия и кристаллография; путеводитель научных экскурсий. Большинство статей не только посвящено решению частных региональных проблем, но также имеет общенаучное и прикладное значение. Конференция приурочена к юбилею ИГ КарНЦ РАН.

УДК [551.71/.72+550.3+502.1](063)
ББК 26.33+26.26

*Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, проект 12-05-06820-моб_г
Петрозаводского государственного университета, Совета молодых ученых Республики Карелия*

Члены редколлегии: д. г.-м. н. С.А. Светов, к. г.-м. н. Н.С. Нестерова, Н.Ю. Ларькина

Оргкомитет конференции:

Председатель: В.В. Щипцов – д. г.-м. н., проф. ПетрГУ, зав. кафедрой геологии и геофизики ГГФ ПетрГУ, директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Зам. председателя: С.А. Светов – д. г.-м. н., проф. ПетрГУ, зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Члены оргкомитета: Н.А. Алфимова – к. г.-м. н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В.Н. Аминов – д. т. н., декан ГГФ ПетрГУ, Петрозаводск

Ш.К. Балтыбаев – д. г.-м. н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

А.Б. Вревский – д. г.-м. н., директор ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Ю.Л. Войтеховский – д. г.-м. н., директор ГИ КНЦ РАН, Апатиты

О.И. Володичев – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

В.А. Глебовицкий – чл.-корр. РАН, геол. факультет СПбГУ, Санкт-Петербург

В.Н. Кожевников – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

А.В. Мокрушин – к. г.-м. н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Ф.П. Митрофанов – академик РАН, ГИ КНЦ РАН, Апатиты

А.В. Первунина – к. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

А.И. Слабунов – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

А.В. Степанова – к. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Н.Б. Филиппов – к. г.-м. н., директор ФГУП «Минерал», Санкт-Петербург

Н.В. Шаров – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Н.П. Юшкин – академик РАН, ИГ Коми НЦ РАН, Сыктывкар

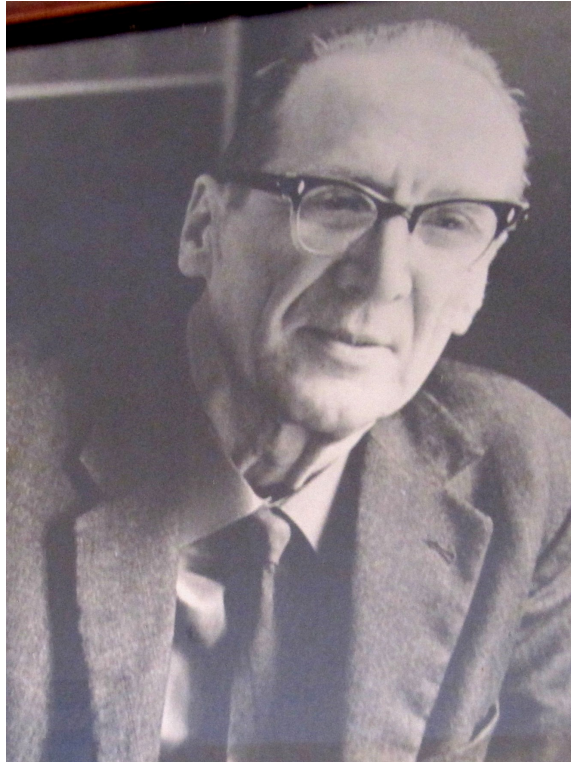
Секретариат Оргкомитета: Н.Ю. Ларькина, к. г.-м. н. Н.С. Нестерова, П.А. Рязанцев

ISBN 978-5-9274-0538-1



Кауко Оттович Кратц
(1914–1983)

К.О. КРАТЦ.
ОЧЕРЕДНОЙ XXIII ФОРУМ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ



«КРАТЦ Кауко Оттович (16.06.1914 г. Садбери, провинция Онтарио, Канада – 23.01.1983, г. Ленинград), геолог, организатор науки, докт.геол.-минерал.наук (1962). Чл.-корр АН СССР (1968). Родился в семье рабочего. Окончил горнотехнический колледж. В 1932 г. переехал вместе с родителями в СССР, преподавал на финском языке в Петрозаводском строительном техникуме, работал конструктором на Петрозаводском авторемонтном заводе. В 1939 г. окончил геолого-почвенный факультет Ленинградского госуниверситета и был направлен на Кольский полуостров. Участник ВОВ. В 1942–1944 гг. занимался разведкой слюдяных месторождений в Восточных Саянах. В 1946 г. переехал в Петрозаводск, стал сотрудником Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР (ныне Карельский научный центр РАН), поступил в аспирантуру при Ленинградском госуниверситете. В 1950 г. защитил кандидатскую диссертацию. В 1948 г. с группой молодых геологов приступил к систематическому изучению стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии как типовой области докембрия Европы. Автор монографии «Геология карелид Карелии» (1964), получившей широкое признание. Кратц осуществлял также методическое руководство работами по изучению четвертичного покрова Карелии. Созданная под его руководством стратиграфическая схема докембрия Карелии явилась основой для разработки стратиграфической шкалы докембрия СССР (1978, 1991). С 1962 по 1966 г. Кратц возглавлял Институт геологии Карельского филиала АН СССР. С 1966 г. директор лаборатории геологии докембрия АН СССР (Ленинград), которую сумел превратить в первый в мире Институт геологии и геохронологии докембрия. Кратц – чл. международного коллектива исследователей, составивших тектоническую карту Европы, редактор комиссии по докембрию 22-й сессии Межд. геол. конгресса. Руководил творческим коллективом по составлению 6 специализированных карт докембрия СССР и отдельных регионов, возглавлял Научный совет по геологии докембрия АН СССР. Лауреат высшей академической премии в области наук о Земле им. А.П. Карпинского (1982). Почетный член геологического общества Финляндии, один из организаторов и сопредседатель советско-финляндской рабочей группы (1972–1980). Лично и в соавторстве опубликовал более 250 работ. Лауреат Гос. премии СССР (1985, посмертно). Награжден орденами и медалями. Засл. деятель науки КАССР (1964). Похоронен в Петрозаводске. С 1984 в городах С.-Петербург, Петрозаводск, Апатиты, ежегодно проводятся молодежные геологические конференции, посвященные памяти чл.-корр. К.О. Кратца».

Карелия. Энциклопедия // Петрозаводск: изд. Дом «Петропресс», Т. 2, К – П, 2009.

Ежегодная молодежная научная конференция, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии Северо-запада России» в 2012 г.

проходит в г. Петрозаводске. Традицией стало поочередно проводить такую молодежную конференцию в Петрозаводске, Апатитах, Санкт-Петербурге. В этом году это уже двадцать третья по счету. Совершенно неслучайно она проводится в этих городах. Первая причина связывается с тем, что Кауко Кратц после окончания геолого-почвенного факультета Ленинградского государственного университета в возрасте 25 лет, т. е. будучи молодым специалистом, был направлен на работу в Ленинградское геологическое управление. Там он получил задание на проведение геолого-съемочных и поисковых работ в Кейвской структуре Кольского полуострова. Важным результатом стало описание проявления здесь процессов щелочного метасоматоза. Результаты исследований изложены в рукописных отчетах того периода (1939–1941 гг) – это первые шаги исследователя докембрия, которые были продолжены на территории Карелии после ВОВ. Правда, первый послевоенный год он работал в центральной научно-исследовательской лаборатории геологии Народного комиссариата промышленности строительных материалов в Москве, где подготовил сводный отчет по проблеме абразивных гранатов. В 1946 г. принят на должность лаборанта в сектор геологии (впоследствии отдел) с химической лабораторией и шлифовальной мастерской Карело-Финской научной базы АН СССР. В секторе в то время работали Саранчина Г.М. – к.г.-м.н., ст.н.с. (по совместительству); Слодкевич В.С. – д.г.-м.н., ст.н.с. (по совместительству); Никитин В.Д. – к.г.-м.н., и.о. ст.н.с. (по совместительству); Перекалина Т.В. – к.г.-м.н., мл.н.с. (по совместительству); Кошиц К.М. – мл.н.с. (по совместительству); Волотовская Н.А. – мл.н.с. (временно); Нумерова В.Н. – мл.н.с. (временно); Харитонов Л.Я. – мл.н.с. (временно); Шуркин К.А. – мл.н.с.; Боровиков П.П. – к.г.-м.н., ст.лаборант; Гилярова М.А. – к.г.-м.н., мл.н.с.; Глебова-Кульбах Г.О. – мл.н.с. (временно); Луговская М.Е. – мл.н.с.; Рийконен О.А. – ст. коллектор (временно); Соколов В.А. – ст. рабочий (временно по почвенно-ботаническому сектору), Робонен В.И. – рабочий (временно) и др. Руководил сектором проф. П.А. Борисов, впоследствии первый директор Института геологии. Так начался плодотворный период геологической деятельности чл.-корр. К.О. Кратца. В 1966 г. он назначается директором ЛАГЕД АН СССР (в 1967 г. лабораторию реорганизовывают в ИГГД АН СССР).

Вторая причина – в каждом из представленных городов есть научная геологическая база, представленная авторитетными научными учреждениями, а именно: Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург), Геологический институт Кольского научного центра РАН (Апатиты) и Институт геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск). Молодые специалисты этих институтов с привлечением молодого геологического поколения из других организаций продолжают нести эстафетную палочку, которая была более двадцати лет тому назад в руках сегодня уже маститых ученых. Радует, что и студенты принимают участие в этих мероприятиях. Здесь происходит обмен научно-практической информацией и выявляется талантливая молодежь.

Благодаря активной деятельности советов молодых ученых при поддержке старшего поколения проходит созидательная работа по расширению формата программы. В этом отношении данная конференция включает работу по следующим направлениям:

1. Геология Фенноскандинавского щита
2. Геохимия и геохронология
3. Минералогия и кристаллография
4. Петрология магматических и метаморфических комплексов
5. Металлогения и эволюция рудномагматических систем
6. Палеонтология и ранняя история Земли
7. Геодинамика и моделирование геологических процессов
8. Технологическая минералогия и промышленное освоение месторождений
9. Геофизические методы разведки
10. Сейсмология и глубинное строение Земли
11. Петрофизика и палеомагнетизм
12. Геоэкология и мониторинг окружающей среды
13. Геоинформационные системы
14. Инновации в геологии

В программу конференции включены доклады ведущих ученых-специалистов по проблемам петрологии и геотектоники, глубинному изучению Земли, геохимии, геохронологии и геоэкологии.

По завершении конференции состоится передача эстафетной палочки Геологическому институту КНЦ РАН (в Апатитах планируется проведение XXIV конференции). Не за горами и юбилейная XXV конференция, в год 100-летия со дня рождения Кауко Оттовича Кратца.

Приветствую участников XXIII молодежной научной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» и семинара «Развитие инновационных идей в геологии», которые будут проводиться в Институте геологии Карельского научного центра РАН совместно с Петрозаводским государственным университетом.

Добро пожаловать! Всего наилучшего во всем.

Директор Института геологии КарНЦ РАН,
зав. кафедрой геологии и геофизики ГГФ ПетрГУ,
д.г.-м.н., профессор В.В. Щипцов

Геология и полезные ископаемые

БАЗИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Борисенко Е.С.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, elena.s.borisenko@gmail.com

Объектом исследования являются породы южного и юго-восточного склонов Мончетундровского массива (рис. 1), который является частью крупнейшего на Балтийском щите полихронного комплекса базитовых пород Чуна-Монча-Волчьих тундр (Главный хребет). Структурно-тектоническое положение массива определяется его приуроченностью к области сочленения трех крупных докембрийских геологических структур Кольского региона – Беломорского и Центрально-Кольского архейских доменов и Имандра-Варзугской рифтогенной структуры карелид (Расслоенные интрузии..., 2004).

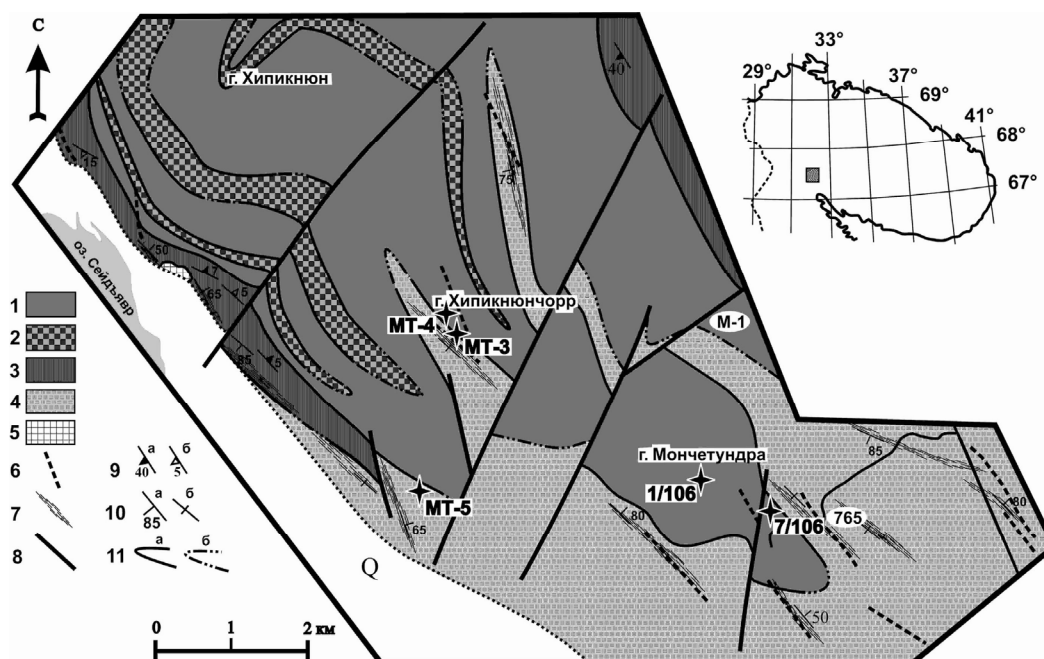


Рис. 1. Схема геологического строения центральной и юго-восточной частей Мончетундровского массива (составлена Л.И. Нерович по материалам ОАО ЦКЭ, ГИ КНЦ РАН с авторскими изменениями и дополнениями)

1 – Лейкокатровые габбронориты и нориты, габбронорит-анортозиты, реже лейкогаббро, габбро-анортозиты. Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 2 – Оливиновые лейконориты, лейкогаббронориты, норит-анортозиты, (на СЗ фланге с прослоями плагиоперидотитов). Массивные, крупнозернистые и средне-крупнозернистые; 3 – Габбронориты (на СЗ фланге с прослоями оливиновых габброноритов, троктолитов, анортозитов). Трахитоидные, среднезернистые, крупно-среднезернистые; 4 – Мезократовые и мезо-лейкокатровые, редко меланократовые амфибол-плагиоклазовые породы (иногда с реликтами клинопироксена). Массивные, неравномерозернистые; 5 – Плаггиомикроклиновые гранито-гнейсы; 6 – Дайки; 7 – Зоны рассланцевания и бластомилонитизации; 8 – Разрывные нарушения; 9 – Первичные расслоенность (а) и трахитоидность (б); 10 – Метаморфические сланцеватость и полосчатость: наклонная (а) и вертикальная (б); 11 – Границы распространения пород: достоверные (а) и предполагаемые (б); Звездочками показаны места отбора геохронологических проб; М-1, 765 – номера скважин.

В настоящее время в строении Мончетундровского массива выделяют две-три зоны. В монографии (Расслоенные интрузии..., 2004) приводится двухзонное строение: 1) верхняя габброноритовая зона сложена мезократовыми габброноритами и в меньшей степени лейкокатровыми разновидностями; 2) нижняя норит-ортопироксенитовая зона представляет собой чередование пород различного состава: преобладают меланократовый норит и габбронорит, в подчиненном количестве присутствуют плагиоклазовые ортопироксениты и мезократовые габброиды. Редко отмечаются плагиогарцбургиты. В работе (Нерович и др., 2009) в строении Мончетундровского массива выделяется 3 зоны: 1) верхняя зона сложена габбронорит-анортозитами и лейкогабброноритами, реже наблюдаются габбро-анортозиты и лейкогаббро. Присутствуют прослои оливиновых лейконоритов и норит-анортозитов, реже оливиновых габброноритов и норитов; 2) в составе средней зоны преобладают трахитоидные среднезернистые габбронориты, по мимо которых встречаются оливиновые габбронориты, нориты, троктолиты и анортозиты; 3) типичными породами нижней зоны являются нориты, широко представлены пироксениты и оливиниты. В меньшем объеме присутствуют гарцбургиты и габбронориты.

Изотопно-геохронологические данные, полученные в последние годы, показывают, что формирование магматических пород этого массива было полихронным. Наиболее ранние его породы были образованы древнее 2,5 млрд лет, а последующее формирование остальных пород происходило в более поздний временной интервал – от 2470 до 2450 млн лет.

Породы ранней фазы, датированные *U-Pb* методом по цирконам в 2521–2516 млн лет, представлены метаморфизованными базитами широкого спектра составов: от анортозитов до габброноритов, которые в литературе называются рассланцованными неравномернозернистыми гранат-амфибол-плагиоклазовыми породами (Нерович и др., 2009).

В обнажениях породы имеют контрастный пятнистый облик. На фоне светло-серого до белого плагиоклаза выделяются «пятна» темноцветных минералов. В обнажениях могут наблюдаться постепенные переходы без четких границ от лейкократовых по составу пород к более меланократовым разностям. Характерной особенностью их является рассланцованная текстура, азимут простирания рассланцевания составляет 310–320°.

Породы характеризуется несохранившейся магматической структурой. Плагиоклазу не характерны хорошие таблитчатые формы, границы между зернами нечеткие из-за сильных вторичных изменений минерала. Вдоль границ зерен и по трещинам плагиоклаз гранулирован, что проявляется в образовании мелких округлых зерен. Плагиоклаз сильно насыщен включениями минералов группы эпидота, амфибола, биотита, характерно относительно высокое содержание граната. Двойникование зерен плагиоклаза в породе проявлено плохо, погасание неравномерное, блоковое, но отмечаются незначительные деформации, выражающиеся в изгибании тонких полисинтетических двойников. Амфибол в породе образует «пятна», размер которых достигает нескольких сантиметров. В шлифах он представлен агрегатом призматических зерен. В промежутках между зернами плагиоклаза редко встречается гранулированный кварц.

Породы дайково-жильного комплекса Мончетундровской интрузии представлены габбро-пегматитами, долеритами и габбро-долеритами, аплитами, субмономинеральными мраморовидными анортозитами.

Гранат-амфибол-плагиоклазовые породы, которые широко распространены в южной части массива, секутся дайками метадолеритов. Простирание даек северо-западное и варьируется от 325° до 350°. Контакты с вмещающими породами четкие субвертикальные. В дайках также отмечаются зоны рассланцевания, совпадающие с азимутом простирания во вмещающих амфибол-плагиоклазовых породах и составляющие 320°. *U-Pb* возраст одной из даек ферродолеритов, прорывающей рассланцованные metabазиты, составляет 2505±26 млн лет (Нерович и др., 2011). Из этого можно сделать вывод о том, что амфибол-плагиоклазовые породы к рубежу 2,5 млрд лет были уже сформированы и метаморфизованы. И только позднее произошло внедрение следующих фаз, которые слагают основную часть массива.

Более поздние породы – габбронориты, габбро-анортозиты, анортозиты и их метаморфизованные разности с гранатом и амфиболом – датированы в основном временем около 2470 млн лет, но известны породы с магматическими структурами и с возрастом кристаллизации около 2450 млн лет (Митрофанов и др., 1993). Метаморфизм этих пород определяется датировками 2406–2328 млн лет (Митрофанов и др., 1993).

Преимущественно неметаморфизованные породы с наиболее сохранившимися магматическими структурами – лейкогаббронориты и габбро-анортозиты – характеризуются наличием первично-магматических минералов и структур. Породы представляют собой массивные средне-крупнозернистые породы темно-серого цвета. С высоким содержанием плагиоклаза (до 90 %) и соответственно меньшим количеством темноцветных минералов (до 20 %) – ромбического и моноклинного пироксенов, которые в незначительной степени замещаются светло-зеленым амфиболом. В породе также встречаются зерна граната, которые в виде отдельных изометричных зерен включены в зерна плагиоклаза, встречаются в амфиболовых каймах или обрастают вкрапленники рудного минерала. В интерстициях таблитчатых зерен плагиоклаза отмечается кварц, содержание которого в породе не превышает первых процентов. Наиболее характерные структуры породы – габбро-офитовая и пойкилитовая.

Амфиболизированные лейкогаббро и габбро-анортозит характеризуются светло-серой окраской, массивной текстурой и средне-крупнозернистым строением. Характерными структурами являются реликтовая габбро-офитовая с элементами пойкилитовой. Порода на 70–90 % сложена плагиоклазом, который имеет светло-серый цвет с лиловатым оттенком. Зерна плагиоклаза преимущественно имеют таблитчатую и удлиненно-таблитчатую форму, но с волнистыми краями. Плагиоклаз местами соссюритизирован: наблюдаются рассеянные призматические зерна минералов группы эпидота, а также их скопления и цепочки. В промежутках между зернами встречаются небольшие гнезда гранулированного кварца или микрогранофира, сложенного агрегатом кварца и плагиоклаза (до 5 %). Первичные темноцветные минералы (пироксены) полностью замещены светло-зеленым амфиболом, в которых отмечаются включения кварца (а в некоторых шлифах кварца и карбоната). Но в породе отмечаются и реликты первичных минералов – пироксенов. Вокруг псевдоморфоз иногда отмечается кайма, сложенная амфиболом зеленого цвета с голубым оттенком, а со стороны плагиоклаза развивается эпидотовая кайма. Также в породе отмечаются биотит, который образует срастания с амфиболом, и гранат, встречающийся в плагиоклазе и в амфиболовых каймах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики долеритовых даек Мончегундровского массива, Кольский полуостров // Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Проблемы плейт- и плюм-тектоники докембрия» (25–27 октября 2011). Санкт-Петербург, 2011. С. 127–129.
3. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончегундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Митрофанов Ф.П., В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2004. 177 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗАЛЕЖЕЙ ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Дейнес Ю.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, deines@krc.karelia.ru

Шунгитоносные породы Онежского синклинория развиты в пределах людиковийского и калевийского надгоризонтов нижнего протерозоя Карелии. Основная масса углерода при этом заключена в верхней подсвите Заонежской свиты людиковия. Главным типом залежей шунгитоносных пород являются купольные диапировые постройки, находящиеся на разных стадиях развития (Филиппов и др., 2000). Купольные постройки имеют ряд характерных признаков, таких как структурные, стратиграфические, литологические, геофизические, геоморфологические и др. В данной работе рассмотрены геоморфологические признаки. Как известно, купольные диапировые постройки (структуры четвертого порядка) формировались в пределах антиклинальных структур третьего порядка Толвуйской синклинали Онежского синклинория. Купольные структуры в основном имеют эллипсоидальную в плане форму, большая ось которого вытянута в северо-западном направлении, так же как и ось структур третьего порядка. Согласно работе Дэвисона (Davison et al., 1993), над диапировыми структурами формируется сеть разломов, направленных от центра купола. Данные структурные особенности залежей шунгитоносных пород благодаря малой мощности четвертичных отложений уверенно просматриваются в современном рельефе на участке «Тетюгино» Толвуйской синклинали.

Структура третьего порядка (Максовский вал) выражена в рельефе как протяженная гряда высотой до 30 м и шириной около 1 км, разделяющая две речные долины. Структура четвертого порядка проявляется в виде областей пониженных отметок, опоясывающих с юга и северо-запада локальную область с относительно высокими отметками рельефа. Такие понижения рельефа можно отождествить с краевой синклиалью.

На северо-востоке участка структура третьего порядка трассируется относительно длинными уступами, а структура четвертого порядка – более короткими, меняющимися на коротком интервале азимут простирания. Расчистка некоторых уступов в северо-восточной части участка показала, что уступы сложены разными по составу породами. Один из уступов сложен трещиноватыми максовитами – шунгитоносными породами, содержащими от 15 до 45 % органического вещества (Филиппов, 2002), а соседние уступы – лититами и черными доломитами. Таким образом, уступы рельефа – это результат избирательной денудации ранее деформированной толщи вдоль плоскостей сместителей, в пределах которых присутствуют резко различные по устойчивости к размыву лититы и доломиты. Следовательно, уступы фиксируют отдельные блоки, смещенные по вертикали относительно друг друга.

При расчистке уступов рельефа также вскрыты два типа брекчий. Первый тип с округлыми обломками доломита («конгломерат» по В.И. Горлову (Горлов, 1967), представленный рыхлой массой с сохранившимися от выветривания останцами доломита) можно отнести к типичной тектонической брекчии. Брекчии второго типа – лититы, доломиты, известняки, состоят из остроугольных обломков, смещенных от своего первоначального положения на некоторое расстояние и частично развернутых вокруг своей оси, что указывает на движение цементирующего флюида. Первая фаза цементации представлена остроугольными обломками шунгита, вторая – антракосолитом, цементирующим их. Такие брекчии были встречены также в двух скважинах на глубине 11,6–22,1 м и 19–20 м. Цемент брекчий первого и второго типа – шунгит и антракосолит может, вероятно, указывать на генетическую связь с процессом формирования диапирового тела, в котором дифференциация первичного органо-глинистого и органо-кремнистого вещества в апикальной части купола достигла своего предельного значения, и на активную генерацию углеводородов, приуроченную к завершающей стадии развития диапировой структуры. Предположение о связи брекчирования перекрывающих купол пород с развитием диапировой структуры подтверждается и тем, что интенсивность этого процесса затухает по мере удаления от предполагаемого центра купола. Вероятно, брекчии второго типа развивались лишь вблизи локальных разломов, образующихся в покрыв-

ке при механическом воздействии купола или под влиянием повышенного давления. О существовании повышенного давления в диапировом теле свидетельствуют также признаки выжимания органо-глинистого вещества из апикальной части купола в вышележащие шунгитоносные горизонты (псевдобрекчии максовитов). Очевидно, что уступы представляют собой стенки долго живущих трещин растяжения, которые на завершающей стадии развития были заполнены экстрезивным материалом.

Обращают на себя внимание резко отличающиеся элементы залегания доломитов (простираение СЗ 330°, падение СВ 58°), характерные для северо-восточного крыла антиклинальной складки, и лидитов (простираение СВ 65°, падение ЮВ 70°). Это может быть связано с тем, что соседние блоки были смещены относительно друг друга и в ряде случаев, вероятно, развернуты по своей оси. Таким образом, на участке есть область, отождествляемая с локальным горстом, очевидны признаки развития разломов, опоясывающих его, а также разломы внутри этой области, расходящиеся в виде лучей от предполагаемого центра.

Итак, по геоморфологическим признакам, проверенным путем расчистки уступов, наиболее правдоподобной может быть модель блокового строения участка. Естественное обнажение лидитов отождествляется с одним из блоков, а многочисленные уступы рельефа – со сложной локальной горсто-грабеновой тектоникой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горлов В.И. Геологическая характеристика района работ. Тетюгинский участок. // Отчет по т. № 30. «Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья». Петрозаводск. 1967. Фонды КарНЦ РАН. С. 59-65.
2. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
3. Филиппов М.М., Клабуков Б.Н., Ромашкин А.Е. и др. Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды: Отчет по т. 152. Петрозаводск, 2000. 197 с. Фонды КарНЦ РАН.
4. Davison I., Insley M., Harper M., Weston P., Blundell D., McClay K., Quallington A. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. V. 228. P. 255–274.

СЛУЖБА МОНИТОРИНГА УСТОЙЧИВОСТИ УСТУПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УПРАВЛЕНИЯ ОАО «КОВДОРСКИЙ ГОК», ИСТОРИЯ ОРГАНИЗАЦИИ, ЦЕЛИ, ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Завьялов А.А.

ОАО «Ковдорский ГОК», Aleksander.Zavyalov@eurochem.ru

ОАО «Ковдорский горно-обогатительный комбинат» был введен в строй в 1961 г. на базе разведанного на железные руды Ковдорского месторождения, расположенного в пределах одноименного массива карбонатитов центрального типа на юго-западе Мурманской области (Афанасьев и др., 1972; Терновой, 1977). В настоящее время предприятие разрабатывает карьером рудника «Железный» бадделеит-апатит-магнетитовые (БАМР) и маложелезистые апатитовые руды (МЖАР), а также планирует освоение резервных месторождений франколитовых (апатит-штаффелитовых) руд и карбонатитов. За прошедшие с начала эксплуатации десятилетия карьер достиг глубины более 300 м по замкнутому контуру (или около 500 м от максимальных превышений первоначального рельефа) (Туголуков и др., 2007).

Опыт проектирования и эксплуатации карьеров показывает, что расчёт ожидаемой устойчивости откосов базируется, как правило, на недостаточно полном исходном фактическом материале. Для проектирования глубоких карьеров требуется детальная и достоверная информация, поэтому геомеханические исследования должны опережать проектные работы с тем, чтобы проект содержал реальные рекомендации по параметрам уступов и технологии их формирования с учетом прочностных и структурных особенностей участков карьера.

Необходимость обеспечения безопасной эксплуатации глубоких карьеров в целом по стране обусловила появление соответствующей нормативно-технической и методической документации: в 1971 г. – «Инструкция по наблюдениям за деформациями бортов» и в 1987 г. – «Методические указания...». Одним из основных стало положение о том, что в процессе строительства и эксплуатации карьера заданные проектом горно-технические параметры нуждаются в регулярной корректировке и мониторинге развития опасных процессов. Применительно к карьеру рудника «Железный» эти работы и исследования до начала 1990 гг. выполнялись персоналом горной лаборатории рудника. Для решения комплекса задач в направлении управления долговременной устойчивостью откосов бортов при строительстве глубокого карьера ОАО «Ковдорский ГОК» в мае 1994 года вышел приказ «О создании в составе рудника «Железный» геотехнической группы». Помимо требований, регламентируемых действующей инструкции 1971 г., в обязанности группы были включены изучение и наблюдения за природной прочностью массива с целью обоснования сокращения объемов вскрыши.

Увеличение потока информации о состоянии горного массива, а так же проявление разнообразных по масштабу и характеру деформаций бортов и уступов послужило основанием организации в июле 2002 года группы мониторинга устойчивости уступов, бортов карьера и отвалов рудника «Железный». В январе 2008 года приказом «Об изменении организационной структуры и функций Геологического управления, Отдела главного маркшейдера и рудника «Железный», группа мониторинга устойчивости уступов, бортов карьера и отвалов в качестве *службы мониторинга устойчивости уступов* (СМУУ) была включена в состав самостоятельного подразделения – геологического управления ОАО «Ковдорский ГОК».

Основной целью деятельности СМУУ ГУ является мониторинг состояния бортов и откосов карьера рудника Железный ОАО «Ковдорский ГОК» как основа для их безопасной эксплуатации, а также обеспечения специалистов и управляющего персонала предприятия актуальной инженерно-геологической информацией для принятия оперативных и стратегических решений при производстве горных работ.

Состав службы включает в себя две группы: геологическая и маркшейдерская, возглавляемые начальником службы.

В задачи СМУУ ГУ входят (рис. 1):

– обеспечение горного персонала предприятия инженерно-геологической информацией, которая позволяет производить безопасную отработку максимальных объемов полезных ископаемых месторождения открытым способом при минимально возможных объемах вскрыши за счет максимального использования природной прочности массива;

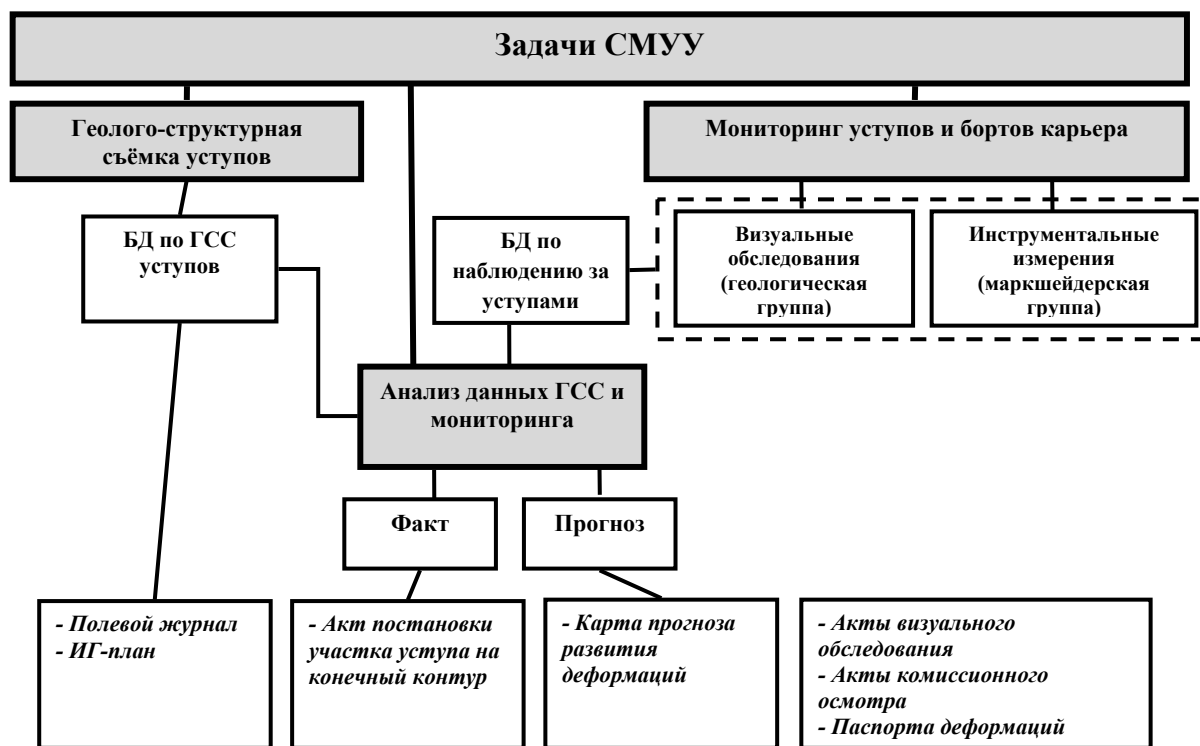


Рис. 1. Схема задач службы мониторинга устойчивости уступов геологического управления (СМУУ ГУ)

– анализ данных полевых наблюдений, инженерно-геологических исследований и геомеханических расчетов с целью разработки текущего и долгосрочного прогноза устойчивости участков скального массива;

– локализация опасных деформаций и потенциально опасных участков скального массива, обеспечение безопасности производства горных работ при формировании и эксплуатации бортов карьера;

– координация и приемка результатов работ по геомеханическому, инженерно-геологическому и структурному изучению и мониторингу массива пород карьера рудника «Железный»;

– участие в разработке программ тематических работ по геомеханическому, инженерно-геологическому и структурному изучению и мониторингу массива пород карьера, приёмка результатов работ.

Основным объектом исследований и мониторинга являются различные виды деформаций уступов, бортов, откосов, отвалов. Под этим термином следует понимать изменение формы и объема горных пород под действием различного рода сил (гравитационных, сейсмических, внешних пригрузок от горнотранспортного оборудования и т.д.) (Инструкция ..., 1971; Методические ..., 1987).

До конца прошлого века наблюдения за состоянием уступов карьера и откосов отвалов производились по классическим методикам. Инструментальные наблюдения в виде рулеточных замеров и нивелирования различного класса проводились с различной периодичностью в течении сезона. При проведении визуальных обследований применялись методы геологической съемки, которые использовались при документации обнажений горных пород в полевых условиях с применением простейших приспособлений. Так как в пределах карьера отмечается контрастно-неоднородное магнитное поле, обуславливающее девиацию в пределах всего спектра возможных вариаций ($\pm 180^\circ$) (Жиров и др., 2010), то применение горного компаса становится весьма затруднительным.

За последние несколько лет служба получила в своё распоряжение новое современное оборудование, что позволило не только повысить эффективность и производительность исследований и наблюдений, но и делать новые виды работ (например, профилирование откоса уступа (группы уступов)), что важно при контроле качества постановки уступа на конечный контур:

- высокоточный тахеометр «Leica» TS 06
- фотокомплекс, включающий в себя фотокамеру, фотообъектив 500 мм, экстендер увеличивающий фокусное расстояние объектива до 1000 мм;
- гироскопический трещиномер ТГ-3М;
- лазерный сканер «Leica HDS4400».

В настоящее время мониторинг бортов и уступов карьера ведется более интенсивно и комплексно за счёт интеграции новых комплексных и междисциплинарных исследований. С 2008 года под руководством и с научно-методическим сопровождением лаборатории Геомеханики ГоИ КНЦ РАН в карьере разворачивается система микросейсмомониторинга для отслеживания тенденций развития опасных сейсмодинамических явлений и исследования их влияния на устойчивость бортов карьера.

Также производятся исследования скального массива методами определения значений напряженно-деформированного состояния «in situ» и по результатам математического моделирования.

На участках борта, потенциально опасных с точки зрения проявления масштабных деформаций, производится бурение инженерно-геологических скважин с отбором ориентированного керна. Кроме того, проводятся видеометрические исследования в «проблемных» скважинах, которые позволяют оценить структурное состояние массива без влияния техногенной трещиноватости (выявление открытых трещин, их масштаб и ориентировка), и различные геофизические исследования (сейсмотомография, сейсмоакустическое профилирование, георадарная съёмка и т.д.).

Вся совокупность результатов исследований позволяет на качественно новом уровне осуществлять мониторинг бортов и уступов и разрабатывать средне-долгосрочный прогноз их устойчивости (Геолого-структурное ..., 2006).

Одним из реальных результатов деятельности СМУУ, накопления и обобщения опыта тематических исследований и базы знаний о деформационных процессах, стала подготовка и ввод в действие на предприятии инструкции «Порядок действия горного персонала ОАО «Ковдорский ГОК» при выявлении факторов, влекущих нарушение устойчивости бортов, откосов уступов и отвалов в карьерах рудника «Железный».

Очевидно, что выполнение текущих задач не решает главной проблемы, которой является выявление признаков развития крупных деформации на ранней стадии.

Технически задача может быть решена при помощи новых дистанционных методов с применением новых технических средств.

Для стратегического качественного выделения крупных участков карьерного поля, которые по разным причинам пришли в движение предполагается применить метод дистанционного зондирования Земли, основанный на принципах спутниковой радиолокации.

Далее, предполагается периодически сканировать поверхность выделенных участков со стационарных точек мощным лазерным сканером и при помощи оригинального программного обеспечения производить сравнительную количественную оценку результатов с целью выявления наличия и масштаба изменений поверхности во времени.

Сравнительная оценка поверхности карьера на основе данных лазерного сканирования позволит так же оценивать степень работки предохранительных берм уступов поставленных в конечное положение.

Следующим стратегическим направлением деятельности СМУУ является составление «Схемы районирования карьерного поля месторождения «БАМР» по способам закрепления скальных уступов». При проектировании сверхглубокого карьера использование данной схемы и результатов опытных работ по закреплению скальных уступов позволят заложить данный вид работ в проект тем самым определить оптимальные параметры бортов выработки и, как следствие, достичь максимально возможной глубины отработки.

Третьим стратегическим направлением деятельности Службы является внедрение методики управляемого обрушения призм горной массы, составляющих развивающиеся деформации в труднодоступных местах. Для решения задачи предполагается применить методы и способы промышленного альпинизма, а так же способы разрушения горных пород без применения взрыва. Это позволит значительно повысить степень безопасности производства горных работ.

При условии реализации всех намеченных планов СМУУ будет располагать достоверной информацией о состоянии бортов карьера и сможет работать вместе с горным персоналом «на опережение» при возникновении деформаций различного масштаба.

Конечной целью деятельности СМУУ является достижение при строительстве сверхглубокого карьера проектных параметров с максимально возможным углом наклона борта карьера, с учетом всех мер безопасности производства горных работ, что приведет к максимально возможному объему выемки полезного ископаемого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Состояние и перспективы расширения сырьевой базы Ковдорского рудного узла. / В кн. Перспективы развития Ковдорского промышленного комплекса. Апатиты, 1972. С. 31–56.
2. Геолого-структурное картирование уступов карьера рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК», планируемых к постановке в конечное положение в 2004–2005 годах. Отчет о НИР / ФГУП ВИОГЕМ, отв. исполнитель Серый С.С. – Белгород, 2006.
3. Жиров Д.В., Климов С.А. и Румянцев В.О. Измерение азимутальных характеристик в неоднородном магнитном поле. / Доклад семинара ГИ КНЦ РАН, посвященного Дню Науки, 08 февраля 2010 г., Апатиты / Электронное издание: <http://geoksc.apatity.ru> – Апатиты, 2009. 17 с.
4. Инструкция по наблюдениям за деформациями бортов карьеров, откосов уступов и отвалов на карьерах и разработка мероприятий по обеспечению их устойчивости. – Л.: ВНИМИ, 1971. – 187 с.
5. Методические указания по наблюдениям за деформациями бортов разрезов и отвалов, интерпретации их результатов и прогнозу устойчивости. Л.: ВНИМИ, 1987. 118 с.
6. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1977. 168 с.
7. Туголуков А.В., Кампель Ф.Б., Быховец А.Н. и др. Интенсификация использования природных и техногенных минерально-сырьевых ресурсов // Горный журнал. – М.: Изд-во Руда и металлы. 2007. № 9. С. 14–21.

ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д.

*Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе,
kors2012@rambler.ru*

Ветренный Пояс – пограничная структура, расположенная на стыке Карельского и Беломорского геоблоков и выполненная осадочно-вулканогенными образованиями палеопротерозоя. По простираю Ветренный Пояс протягивается более чем на 250 км при ширине от 8 до 40 км. С северо-востока он ограничен зоной глубинного разлома мантийного заложения взбросо-надвигового типа (Северный глубинный разлом), отделяющей Ветренный Пояс от надвинутой сопредельной части Беломорского геоблока, сложенного отложениями саамского возраста. На юго-западе структурно-вещественные комплексы Ветренного Пояса надвинуты на саамское серогнейсовое основание и лопийские (позднеархейские) зеленокаменные пояса Карельского геоблока. Максимальная мощность зеленокаменных образований составляет более 5 км. Породы пояса метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой субфации, но по мере приближения к крупным разломам степень метаморфизма повышается до серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации. Строение пояса осложнено крупными надвигами и вертикальными блоковыми перемещениями.

В истории формирования пояса выделяется несколько этапов магматизма. На раннем этапе образовались дайки и интрузии габбро-диабазовой и габбро-норитовой формаций. Они прорывают осадочные отложения токинской свиты и породы фундамента пояса. Породы габбро-норитовой формации отличаются повышенными титанистостью и щелочностью, пониженными содержаниями Mg, Cr, Ni, что указывает на их континентальное происхождение. Пересекающие интрузивы жилы ультрабазитов щелочно-ультраосновного состава также характерны для континентальных рифтов. Таким образом, петрохимические характеристики интрузивов первого, наиболее раннего, этапа свидетельствуют о формировании их в условиях континентального рифтогенеза.

В течение второго этапа сформировались андезибазальты кирической свиты, содержащие прослои туфов, туффитов и агломератов. Изучение вулканитов в районе Пялозеро (Водлозерский национальный парк) показало, что по петрогеохимическим характеристикам они относятся к известково-щелочной серии островных дуг. В низах разреза вулканогенного комплекса присутствуют толеиты и коматиитовые базальты. Распространены тела перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-диабазов. Вулканиты с тектоническим несогласием (по зонам надвигов) залегают на нижней терригенной толще или непосредственно на саамском основании, на которое они надвинуты. Мощность андезибазальтового комплекса составляет 700–1000 м. Возраст вулканического комплекса по разным данным от 2,6 до 2,45 млрд лет.

Наиболее масштабный магматизм проявился в пределах пояса на третьем, заключительном этапе. Его продуктами являются как интрузии габбро и ультрабазитов, так и мощные толщи лав коматиитового состава. Интрузии образуют единый, довольно мощный габбро-перидотитовый пояс («Северный»), согласный с общим простираанием зеленокаменной структуры. Основные и ультраосновные породы здесь отнесены к габбро-перидотитовой и габбро-диабазовой формациям. Интрузивные массивы габбро-перидотитовой формации, комагматичные коматиитам и коматиитовым базальтам свиты Ветреного Пояса, представляют собой пластово-вытянутые тела, осложненные плавными овальными изгибами вплоть до кольцевых (массивы Голец, Водораздельный, Нюхчереженский и др.). Размеры тел: длина 3–8 – 12,5 км и более, мощность 250–750 м. Массивы в разной степени дифференцированы от оливинитов до габброноритов и габбро, преобладают верлиты и перцолиты. Породы в значительной мере изменены вторичными процессами, но сохраняют первичную структуру и реликты первичных минералов. Наиболее полно дифференцирована интрузия горы Голец, где от подошвы к кровле наблюдаются переходы от пироксеновых оливинитов, через перцолиты, верлиты, плагио-вебстериты к габброноритам и габбро.

Габбро-диабазовая формация представлена интрузиями габбро, субвулканическими телами и дайками габбро-диабазов. Интрузивные массивы удлиненной, реже изометричной форм достигают по простираанию 5–6 км при мощности 500–600 м, но чаще размеры массивов несколько сотен метров по протяженности и около 100 м по мощности. Как правило, это согласные с вмещающими породами тела, реже секущие. По сравнению с аналогами из габбро-перидотитовой формации породы обогащены титаном, щелочами, литофильными элементами, содержат меньше суммарного железа, т.е. обладают петрохимическими характеристиками континентальных рифтогенных образований.

Коматиитовый комплекс (свита ветреного пояса), включающий толеиты, коматиитовые базальты и коматииты с подчиненными объемами туфов, а в нижней части разреза – базит-ультрабазитовые интрузии, отвечает образованиям спрединговой стадии развития задугового бассейна, впоследствии надвинутым на континентальную окраину. В составе комплекса преобладают коматиитовые базальты с массивной и подушечной текстурами. Мощность вулканитов достигает 4 км. Возраст комплекса по последним данным (Куликов, Смолкин, 1999) отвечает 2,4–2,5 млрд лет.

Состав комплекса детально изучался авторами на участке Голец (гора Голец), а также на горе Шапочка и горе Мяндуха. Участок Голец приурочен к приподнятому блоку фундамента в северо-западной части Ветреного Пояса и расположен в кровле расслоенного габбро-перидотитового массива. В пределах участка распространены высокомагнезиальные вулканиты коматиитовой серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и прорванные гребневидными выступами габбро-перидотитовой интрузии. Вулканиты образуют покровы простого и дифференцированного строения, переслаивающиеся с редкими горизонтами туфов коматиитовых базальтов. Вулканогенная толща слагает пологую брахиантиклиналь, в ядре которой обнажены породы апикальной зоны габбро-перидотитовой интрузии, превращенные в габбро-амфиболиты. Падение крыльев антиклинали редко превышает 30°. Вулканиты и интрузивные породы прорваны телами вулканических брекчий (трубки взрыва), в которых обломки названных пород цементируются лавой базальтовых коматиитов.

На петрогеохимических диаграммах аналитические точки всех типов пород (пироксенитовых коматиитов, коматиитовых базальтов, туфов и габбро-амфиболитов) образуют непрерывные тренды, что свидетельствует об их комагматичности. В распределении редкоземельных элементов для всех пород, в том числе и коматиитов, установлено обогащение легкими элементами, что указывает на контаминацию сиалическим материалом и возможное присутствие под вулканитами коматиитового комплекса деструктурированной континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 11-05-01149-а, 11-05-10068-к)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988.
2. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блоковое строение Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Известия Вузов, Геология и разведка. 2010. № 2.
3. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982.
4. Межеловский А.Д., Корсаков А.К., Лукашенко С.В. Состав и строение метавулканитов свиты Ветреного Пояса. (Ветренный Пояс, Балтийский щит) // Известия ВУЗов «Геология и разведка». 2011. № 6. С. 28–34.
5. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М., 1999.
6. Лукашенко С.В., Корсаков А.К., Васильев Д.С. Эволюция вулканизма Ветреного Пояса по данным изучения киричской свиты и свиты ветреного пояса (Фенноскандинавский щит) // Материалы IV Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые науки о Земле». М: ЗАО «Экстра-Принт», 2012.
7. Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К., Катаев В.Н., А. Хусам Ветренный пояс - зеленокаменная структура плейтктонического типа // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 1.

АНАТОМИЯ ГИГАНТСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЧАНОВИДНОЙ СКЛАДКИ, КЕЙВСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Мудрук С.В.¹, Горбунов И.А.², Балаганский В.В.^{1,2}, Раевский А.Б.¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, mudruksergey@mail.ru

²Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета

Введение. Колчановидные складки устанавливаются в зонах сильных деформаций (*shear zones*) и в основном развиты в средней коре (Alsop, Holdsworth, 2004). Эти специфические складки служат индикаторами направлений перемещений горных пород во время складкообразования (Hanmer, Passchier, 1991), при этом крупные колчановидные структуры маркируют значительные горизонтальные перемещения фрагментов земной коры (Searle, Alsop, 2007). В отечественной литературе описание колчановидных складок встречается крайне редко (см. Миллер, 1997). Данная работа посвящена: 1) описанию морфологии Серповидной структуры – одной из крупных колчановидных складок на западном замыкании Кейвского парасланцевого пояса раннедокембрийского возраста, 2) определению величины деформации пород и кинематики движений, 3) установлению кровли и подошвы метасадочных пород, слагающих ядро Серповидной структуры.

Общая характеристика района работ. Ядерная часть Серповидной структуры сложена вулканогенно-осадочными образованиями, коррелируемыми с палеопротерозойскими рифтогенными толщами рифта Имандра-Варзуга (Белолипецкий и др., 1980). Палеопротерозойский возраст этих пород подтвержден изотопным составом углерода (В.А. Мележик, личное сообщение) и Sm-Nd изотопными анализами (Мыскова, Балаганский, неопубл. данные). Серповидная структура представляет собой единственный известный пока выход супракrustальных пород палеопротерозойского возраста в Кейвском террейне (при этом не исключено, что кейвские парасланцы также являются палеопротерозойскими, что и предполагают ряд исследователей). В строении этой структуры участвуют три толщи: гнейсо-сланцевая, метабазальтов и карбонатно-сланцевая. С самого начала ее изучения Серповидная структура рассматривалась как простая синклиналь с глубиной погружения кия менее 500 м и мощностью стратиграфического разреза ~200 м (Бельков, 1963). Позднее было показано, что южное крыло складки срезано надвигом при движении с севера на юг, а оценка мощности разреза составила уже 875 м (Белолипецкий и др., 1980). В работе (Милановский, 1984) Серповидная структура рассматривалась как набор тектонических пластин и чешуй. Затем по магнитным и ограниченным структурным данным было установлено, что Серповидная структура имеет колчановидную морфологию, при этом длина «колчана» палеопротерозойских пород достигает ~5 км (Балаганский и др., 2011).

Морфология складки. По результатам детальной магнитной съемки и геологического картирования установлено, что на современном эрозионном срезе структура, имея размеры 8 x 2 км, представляет собой изоклиналичную складку с сильно пережатым южным крылом (рис). Видимая мощность метабазальтовой толщи, которая является маркирующей для морфологии всей структуры, сокращается с ~600 м на северном крыле до ~15 м на южном, т.е. примерно в 40 раз, а карбонатно-сланцевой – примерно в 50 раз.

Метаморфизованные доломиты северного крыла падают к северо-востоку под углами 35–40°, тогда как в ядерной части и на южном крыле породы падают в том же направлении под углами 50–70°. Эти наблюдения вместе с магнитными данными указывают на выполаживание осевой поверхности Серповидной структуры с глубиной: на поверхности она падает к северу под углом ~60°, а на глубине углы падения оцениваются в 30–40°.

Западное и восточное замыкания палеопротерозойской части Серповидной структуры скрыты под четвертичными отложениями, тогда как кейвские двуслюдяные сланцы (пачка Д по работе (Бельков, 1963)), непосредственно обрамляющие оба эти замыкания, обнажены достаточно хорошо, что позволяет определить положение шарниров рядом с границей кейвских параланцев и палеопротерозойских пород. Геометрический анализ ориентировок полосчатости и сланцеватости показал, что шарнир восточного замыкания структуры погружается к северо-западу под углом 28° (рис., диаграмма V), что определяет это замыкание как центриклинальное. Шарнир западного замыкания погружается к северо-северо-востоку под таким же углом (рис., диаграмма III), и замыкание является периклиналильным. Угол между шарнирами составляет 52°, а линейность, погружающаяся в целом к северу под углами 40–60°, делит этот угол пополам (рис., диаграмма IV).

Выявленный структурный узор однозначно определяет Серповидную структуру как колчановидную синформу. Согласно анализу этого узора, длина «колчана» (длина складки вдоль оси X (по работе (Alsop, Holdsworth, 2004))) составляет примерно 5 км, и эта величина совпадает с оценкой, полученной при решении обратной задачи для поля модуля магнитной индукции (Балаганский и др., 2011).

Синклиналь или антиклиналь? Отсутствие данных о направлении наращивания разреза на крыльях складки не позволяло судить о том, является эта синформа синклиналью или же ныряющей антиклиналью.

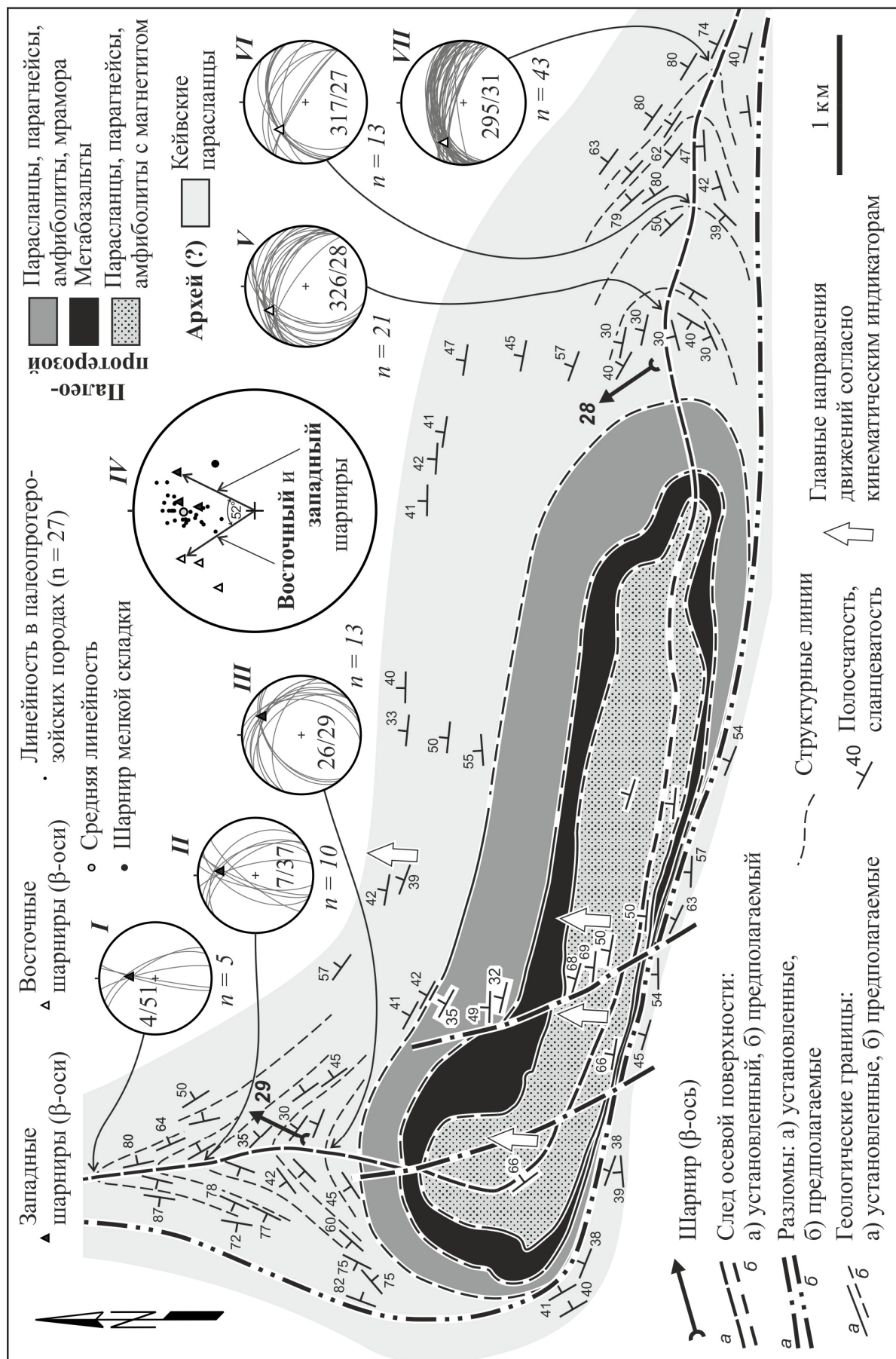


Рис. Структурно-геологическая карта Серповидной структуры (стереоидиальная проекция на нижнюю полусферу)

В магнетитовых кварцитогнейсах гнейсо-сланцевой толщи на северном, недеформированном крыле Серповидной структуры были выявлены первично-осадочные слоистые текстуры позволяющие определить направление наращивания стратиграфического разреза: косая слоистость, параллельная слоистость (местами с элементами градационной) и поверхности размыва. Косая слоистость и поверхности размыва указывают на то, что в северном крыле породы залегают нормально, и стратиграфический разрез наращивается к северу.

Таким образом, Серповидная синформа является ныряющей антиклиналью. Для подтверждения этого вывода мы изучили градационную слоистость, обусловленную ритмичным чередованием лейко- и меланократовых слоев гранат-двуслюдяных парасланцев гнейсо-сланцевой толщи (лейкократовые слои отличаются повышенным содержанием граната и мусковита). Внутри ритма слои связаны постепенным переходом, тогда как границы ритма резкие. Установлено, что на границе между ритмами происходит резкий скачок величины индексов выветривания CIA, CIW и PIA (Fedо, Nesbitt, Young, 1995), тогда как внутри ритмов они плавно увеличиваются, отражая увеличение степени выветрелости пород внутри ритма от подошвы к кровле. Таким образом, эти петрохимические данные указывают на нормальное залегание пород в северном крыле Серповидной структуры и подтверждают вывод о ее антиклинальном характере.

На диаграмме FAK (Предовский, 1980) гранат-двуслюдяные гнейсы отвечают малоглинистым граувакам, причем от кровли к подошве фемичность и глиноземистость пород увеличиваются. Это также свидетельствует об увеличении степени выветрелости вверх по ритму, т.е. о нормальном залегании пород.

Величина деформации. Существенное изменение видимой мощности пород на разных крыльях структуры предполагает разную величину деформации пород. На северном крыле породы практически не деформированы, тогда как породы южного крыла сильно рассланцованы и линеализованы. В базальтовых метапорфиритах северного крыла структуры развиты порфиробластические эпидот-карбонатные агрегаты изометричной формы. На южном крыле эти агрегаты сильно деформированы, что дает возможность, измерив длинные и короткие оси агрегатов в соответствующих плоскостях, рассчитать величину деформации для данных пород. Изучались образцы, выпиленные перпендикулярно плоскости сланцеватости и параллельно и перпендикулярно линейности, т.е. в плоскостях XZ и YZ эллипсоида конечной деформации, на которых и производились необходимые измерения. В метабазах южного крыла, находящихся на расстоянии 10–15 м от границы с кейвскими парасланцами, величина RXZ составляет 25,4, а на расстоянии ~100 м от границы – 12,2. При этом на расстоянии ~400 м (на северном крыле) деформация пород практически отсутствует. Такое распределение величин деформации типично для гельветских покровов – максимальные в подошве покрова, а минимальные – в его верхней части (Ramsay, 1981).

Кинематические индикаторы. В палеопротерозойских породах наблюдались такие кинематические индикаторы с характерной моноклинной симметрией как с- и σ -структуры, которые изучались в ориентированных шлифах выпиленных в плоскости XZ эллипсоида конечной деформации. Было установлено 3 этапа движений. Самые ранние движения происходили с юга на север, затем они сменились движениями с севера на юг. Условия метаморфизма во время этих двух этапов отвечали амфиболитовой фации. Самые поздние движения осуществлялись в направлении с юга на север в условиях зеленосланцевой фации, о чем свидетельствует участие в строении кинематических индикаторов хлорита. Мелкомасштабные колчановидные складки, с которыми была сопряжена линейность по кианиту и ставролиту и которые возникли при движениях с юга на север, наблюдались нами в кейвских парасланцах (Горбунов, Мудрук, Балаганский, 2011). На движения с юга на север указывает и морфология Серповидной колчановидной складки, причем ее размеры предполагают значительные перемещения (не меньше первых десятков километров).

Результаты. Серповидная складка, ядро которой сложено палеопротерозойскими рифтогенными породами, является гигантской колчановидной ныряющей антиклиналью. Морфологически она идентична известным гигантским колчановидным структурами, при этом локализация деформации, причем очень значительной, только в ее нижнем крыле идентична таковой в крупных складках гельветских покровов.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке программой ОНЗ-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластов? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.
2. Белолуцкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 238 с.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР. 1963. 322 с.
4. Горбунов И.А., Мудрук С.В., Балаганский В.В. Кинематика движений и величина деформации в палеопротерозойских метаморфических породах Серповидной структуры (Кейвский терреин, северо-восток Балтийского щита) // Материалы XXII конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-кор. профессора К.О. Кратца. 8–10 ноября 2011 г. Апатиты: изд-во К&М. С. 52–55.
5. Милановский А.Е. Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 102–112.

6. Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.
7. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
8. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The geometry and topology of natural shear folds: a new tool for structural analysis // Journal of Structural Geology. 2004. V.26. No. 9. P. 1561–1589.
9. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. No. 10. P. 921–924.
10. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada. Paper 90–17. 1991. 72 p.
11. Ramsay J.G. Tectonics of the Helvetic Nappes // Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society, London, Special Publications. 1981. v. 9. P. 293–309.
12. Searle M.P., Alsop G.I. Eye-to-eye with a mega-sheath fold: A case study from Wadi Mayh, northern Oman Mountains // Geology. 2007. V. 35. No. 11. P. 1043–1046.

U-Pb ВОЗРАСТ СФЕНОВ КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ ПРИ ТЕКТЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Нестерова Н.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, nest345@gmail.com

Применение методов изотопной геохронологии для решения геологических задач играет огромную роль в выделении главных стадий развития земной коры, синтез геохронологических и геологических данных позволяет тестировать и совершенствовать геодинамические модели ее формирования. Для более детальных построений необходимо привлечение различных минералов-геохронометров. Одним из таких важных и перспективных минералов является сфен. Возможность использования изотопного U-Pb возраста сфена в качестве индикатора границы между крупными докембрийскими структурами с принципиально разным стилем реализации поздних тектонических процессов показана на примере Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (Бибикова и др., 1999; Нестерова, 2012; Нестерова и др., 2011; Bibikova et al., 2001 и др.)

Фенноскандинавский щит расположен в северо-западной части Восточно-Европейской платформы. По возрасту и особенностям становления континентальной коры Фенноскандинавский щит разделяется на ряд провинций. В восточной части щита выделяют Карельскую и Беломорскую провинцию.

Карельская провинция по своим параметрам относится к неоархейскому кратону (Слабунов и др., 2006), а Беломорская по особенностям строения и эволюции позволяет считать ее докембрийским подвижным поясом (Слабунов, 2008).

Карельский кратон и Беломорский подвижный пояс контрастно отличаются друг от друга по особенностям проявления метаморфических процессов. Породы кратона были метаморфизованы в архее в условиях (Геология Карелии, 1987; Ранний докембрий..., 2005), как правило, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (местами до гранулитовой) преимущественно низких давлений ($T = 400\text{--}650$ (до 800) °C, $P = 4\text{--}5$ кбар). Метаморфизм палеопротерозойского возраста в пределах кратона проявлен локально. Тогда как в Беломорском подвижном поясе установлены (Володичев, 1990) неоднократные проявления метаморфизма как архейского, так и палеопротерозойского возраста амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных и высоких давлений, а также эклогитовой фации.

Карельский кратон занимает центральную часть и составляет своеобразное ядро Фенноскандинавского щита. Он представляет собой классический пример гранит-зеленокаменной области, сложенной гранитоидами и гранито-гнейсами, среди которых залегают зеленокаменные, парагнейсовые и гранулит-эндербит-чарнокитовые комплексы (Ранний докембрий..., 2005). В пределах кратона выделяют следующие террейны (Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2006; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005): Водлозерский, Рануа, Иисалми, Помокайра, в составе которых установлены фрагменты наиболее древних пород (3.1–3.4 (до 3.7) млрд лет), а также Кианта, Иломанси-Вокнаволоцкий, Центральнo-Карельский и Тунтса с более молодым возрастом слагающих их комплексов (2.7–3.0 млрд лет).

Беломорский подвижный пояс сложен (Слабунов, 2008) сформированными в архее глубоко метаморфизованными в архее и палеопротерозое зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, а так же гранитоидами. Протерозойские образования представлены друзитами и гранитоидами. Существенную роль в строении Беломорского подвижного пояса играют архейские и палеопротерозойские тектонические покровы (Миллер, Милькевич, 1995).

Сфен (титанит) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ является широко распространенным акцессорным минералом в породах различного состава и генезиса. Для него характерен широкий спектр изоморфных замещений (Frost et al., 2000). Благодаря изоморфному вхождению урана в кристаллическую решетку сфена на место кальция его можно использовать в качестве геохронометра.

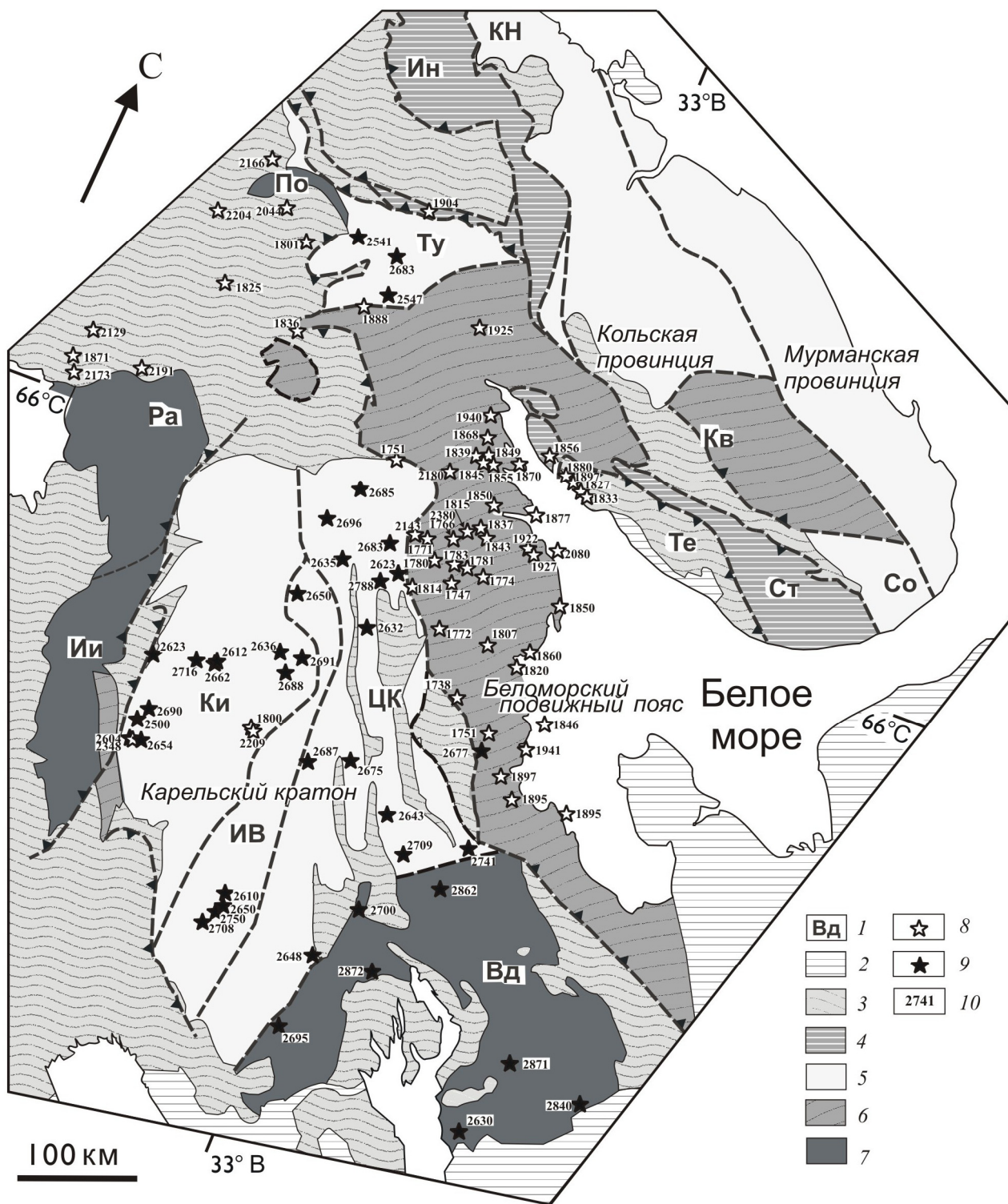


Рис. 1. Расположение датировок сфенов (Бибикова и др., 1999; Нестерова, 2012; Нестерова и др., 2011; Bibikova et al., 2001 и др.) на схеме тектонического районирования восточной части Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 с дополнениями)

1 – обозначения террейнов: Вд – Водлозерский, ИВ – Иломантси-Вокнаволоцкий, Ии – Иисалми, Ки – Кианта, По – Помокай-ра, Ра – Рануа, Ту – Тунтса, ЦК – Центральнo-Карельский; 2 – палеозойские и неопротерозойские комплексы; 3 – палеопротерозойские комплексы; 4 – тектоническая смесь неархейских и палеопротерозойских комплексов; 5–7 – архейские образования (гранитоиды, зеленокаменные и парагнейсовые комплексы), возраст (млрд лет): 5 – 2.7–3.1, 6 – 2.7–2.9 (переработанные в палеопротерозое), 7 – 2.7–3.4 (3.7); 8–10 – месторасположение сфенов, возраст, млрд лет: 8 – 1.74–2.45; 9 – 2.50–2.87; 10 – U-Pb возраст сфена

Возраст изотопной U-Pb системы сфена отражает время, в которое минерал остыл до температуры закрытия ($T_{\text{закр}}$) – температуры при которой скорость потерь изотопов Pb за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления. На основании экспериментальных данных температура закрытия изотопной U-Pb системы сфена оценивается в 650–700 °C (Frost et al, 2000 и др.), однако в более ранних работах, основанных на петрологических наблюдениях, она принималась равной 550–600 °C (Tucker et al., 1987). Кроме того в пределах Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита температура палеопротерозойского метаморфизма, как правило, не превышала 500–570 °C (в отдельных случаях 800–850 °C) (Володичев и др., 2011), при этом перестройка изотопной системы сфенов происходила. Это означает, что вопрос о температуре закрытия изотопной системы сфена требует дополнительного изучения. Важно отметить, что температура закрытия изотопной системы сфена ниже, чем у циркона и выше, чем у рутила.

Анализ данных о возрасте сфена из различных пород Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (Бибикова и др., 1999; Нестерова, 2012; Нестерова и др., 2011; Bibikova et al., 2001), в сочетании со знаниями о геологии региона и информации об изотопном возрасте других минералов (цирконов, рутилов и так далее), позволяют проводить тестирование геодинамических моделей.

U-Pb изотопное исследование сфенов из пород Беломорского подвижного пояса и различных террейнов Карельского кратона Фенноскандинавского щита показало, что существует связь его изотопного возраста с историей развития региона. Сфены Беломорского подвижного пояса имеют преимущественно палеопротерозойский возраст (1.74–1.94 млрд лет) и, как правило, это не зависит от состава, генезиса и времени формирования вещества пород. При этом наблюдается омоложение возрастов сфенов с востока на запад. Вероятно, на возраст сфена в пределах Беломорья оказало влияние развитие Лапландско-Кольского коллизионного орогена, краевой частью которого оно являлось.

Сфены Карельского кратона имеют архейский возраст, причем в его пределах также наблюдаются определенные закономерности распределения их возрастов. Четко выделяется Водлозерский террейн (палеократон), который, вероятно, кратонизировался раньше других. В его пределах отмечается сфен более древнего возраста (2.84–2.87 млрд лет), по сравнению с террейнами Центрально-Карельским, Иломантси-Вокнаволоцким, Тунтса и Кианта (2.60–2.75 млрд лет). В Карельском кратоне возраст сфена преимущественно фиксирует стадии кратонизации западного и восточного фрагментов его земной коры (2.8 и 2.6–2.7 млрд лет).

Таким образом, изотопный U-Pb возраст сфена можно применять для оценки границ как между крупными структурами (Карельский кратон и Беломорский подвижный пояс), так и внутри них (Карельский кратон). U-Pb возраст сфена, особенно в сочетании с данными об изотопном возрасте других минералов-геохронометров, может служить важным дополнительным критерием при тектоническом районировании, с которым тесно связано выделение металлогенических провинций, и тестирование геодинамических моделей. Вероятно, в перспективе он будет полезен для поиска наиболее активных зон, к которым часто приурочены месторождения метасоматического генезиса.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00-168а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999 а. № 8. С. 842–857.
2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
3. Володичев О.И., Король Н.Е., Кузнецов Т.И., Сибелев О.С. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов восточной части Фенноскандинавского щита // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН. 2011. С. 49–55.
4. Геология Карелии. Отв. ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.
5. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
6. Нестерова Н.С. Районирование восточной части Фенноскандинавского щита с использованием U-Pb возрастов сфенов (титанитов) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49.
7. Нестерова Н.С., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. U-Pb возрасты сфенов из пород Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (новые данные) // Геохимия. 2011. № 12. С. 1235–1242.
8. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовичского В. . СПб.: Наука, 2005. 711 с.
9. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН, 2008. 320 с.
10. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
11. Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 315–330.

12. Frost B. R., Chamberlain K. R., Schumacher J. C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer // *Chemical Geology*. 2000. V. 172. P. 131–148.
13. Sorjonen-Ward P., Luukkonen E. Archean rocks // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds.: Lehtinen M., Nurm P.A., Rämö O.T. Developments in Precambrian Geology. V. 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 19–99.
14. Tucker R.D., Ra^oheim A., Krogh T.E., Corfu F. Uranium–lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway // *Earth Planetary Sci. Lett.* 1986. V. 81. P. 203–211.

ВЛИЯНИЕ МОДИФИЦИРОВАНИЯ НА КИСЛОТНЫЕ СВОЙСТВА ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Рожкова В.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, vrozhk@krc.karelia.ru

Введение.

Шунгитовые породы содержат в своем составе углерод и минеральную часть, включающую в себя такие породообразующие минералы как кварц, сложные алюмосиликаты и карбонаты. В состав шунгитовых пород в качестве акцессорных минералов входят рудные минералы (пирит, халькопирит, сфалерит и т.д.), процессы окисления, которых увеличивают кислотность водных вытяжек из шунгитовых пород. При этом в составе растворов образующихся при их контакте с водой наблюдается превышение ПДК некоторых элементов, в том числе и ряда тяжелых металлов, содержащихся в породах в виде сульфидов (Рожкова и др., 2012). Использование шунгитовых пород в процессах водоподготовки и водоочистки, как для промышленных, так и для хозяйственно-бытовых нужд в настоящее время является одним из перспективных направлений. Поэтому представляет интерес модифицирование шунгитовых пород, в результате которого можно замедлить скорости окисления сульфидов, или полностью удалить их.

В данной работе рассматриваются изменения, происходящие в минеральном составе шунгитовых пород при химическом и термическом воздействии и влияние этих изменений на процессы взаимодействия шунгитовых пород с водой.

Объекты и методы исследования.

Объектами настоящего исследования являются: исходная шунгитовая порода (с содержанием углерода порядка 30 %), шунгитовая порода, обработанная конц. HNO_3 и подвергнутая высокотемпературной обработке при 1300 °C.

Изменения морфологии минеральной части шунгитовых пород исследовались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы TESCAN с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы OXFORD Instruments. Породообразующий минералогический состав исходных и модифицированных шунгитовых пород устанавливался по результатам рентгенофазового анализа (РФА). Количество углерода определяли методом дериватографии.

Для оценки кислотности водных вытяжек исследуемые шунгитовые породы фракцией 1–3 мм заливались в соотношении по весу 1:10 дистиллированной водой (рН 5,9). В этих растворах периодически измерялось значение рН.

Результаты и обсуждение.

Для разложения сульфидных минералов используют различные методы, которые ускоряют процессы окисления: образцы разлагают различными кислотами, их смесями друг с другом и с окислителями, применяют методы сплавления и спекания. Для проведения химического модифицирования был выбран способ окисления 11N азотной кислотой предложенный в работе Соболева с соавторами (Соболев, Луцки, Поташников, 2001). На рис. 1 представлены снимки сульфидов до и после обработки азотной кислотой. Пирит и халькопирит имеют сходный характер окисления азотной кислотой: – в обоих случаях происходит вытравливание кристаллов. При данных условиях пирит полностью удаляется, в то время как скорость разложения халькопирита, по-видимому, меньше.

На поверхности сульфида цинка после обработки азотной кислотой наблюдаются следующие особенности: изменение рельефа поверхности и появление более светлых образований, которые по данным анализа содержат свободную серу, являющуюся промежуточным продуктом реакции окисления сфалерита (Листова, Бондаренко, 1969). При последующем контакте с водой сера будет окисляться до сульфат ионов и давать кислую реакцию среды.

Термическое модифицирование проводилось методом высокотемпературной обработки при 1300 °C в слабоокислительной атмосфере в течение 30 минут. Такой режим обработки был выбран потому, что при

таких условиях частично предотвращается выгорание углерода (Шунгиты..., 1984). На рис. 2 представлен пирит до и после термообработки. В составе появляется до 35 атомных % кислорода, наличие которого свидетельствует об образовании окислов железа в процессе обжига. Такая защитная окисная пленка при последующем контакте образца с водой будет замедлять диффузию растворенного в воде кислорода, и таким образом замедлять процессы окисления пирита.

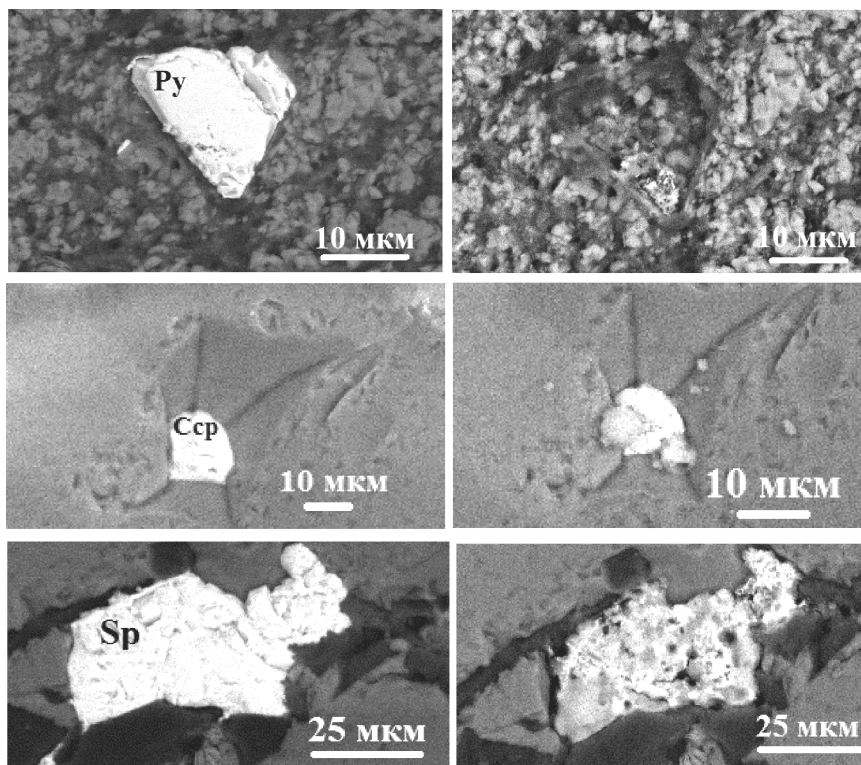


Рис. 1. Растровые электронномикроскопические снимки участков шунгитовых пород с включениями сульфидов: пирита (Py), халькопирита (Csp), сфалерита (Sp), в исходном состоянии (слева) и после обработки азотной кислотой (справа)

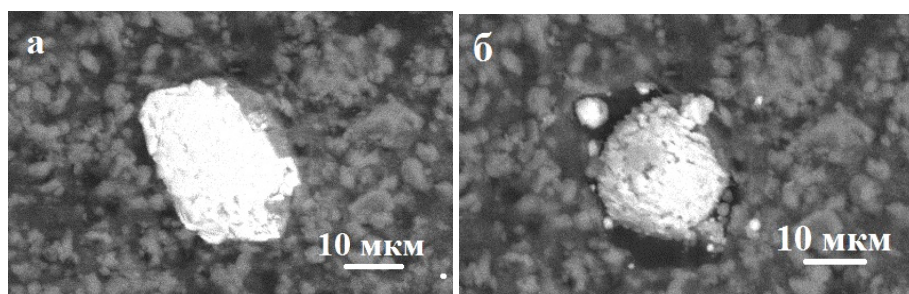


Рис. 2. Растровые электронномикроскопические снимки пирита в исходном состоянии (а) и после термообработки (б).

Содержание углерода при этих способах модифицирования не изменяется, так в исходной породе оно составляет 31 %, в обработанной кислотой и подвергнутой высокотемпературной обработке 31 % и 30 % соответственно.

Рентгенофазовый анализ проб исходной и модифицированных шунгитовых пород показал изменения, происходящие при высокотемпературной обработке, в их фазовом составе. Так в термообработанной шунгитовой породе исчезают линии соответствующие слюдам.

Для характеристики кислотно-основных свойств природных сред широко используется водородный показатель (рН), значение которого определяет возможность протекания или результат той или иной реакции. Изучение изменения кислотности водных вытяжек шунгитовых пород проводилось в течение 20 дней. Исходная порода и порода обработанная кислотой понижали рН дистиллированной воды, причем эти изменения имели сходный характер. Термообработанная шунгитовая порода в этот же промежуток времени практически не изменяет кислотность среды (рис. 4).

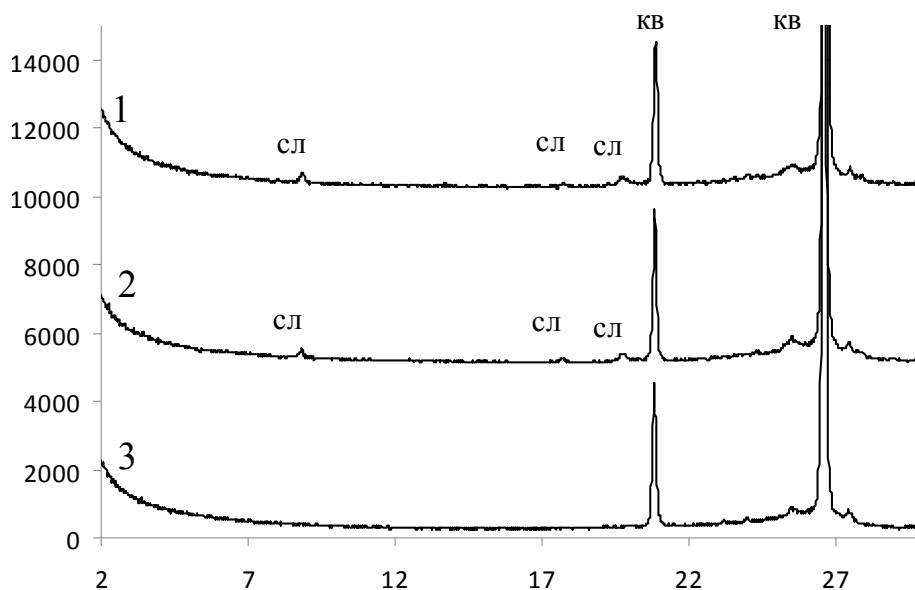


Рис. 3. Рентгенодифракционные спектры исследованных шунгитовых пород:

1– исходной шунгитовой породы, 2– обработанной азотной кислотой, 3– термообработанной (сл – слюда; кв – кварц).

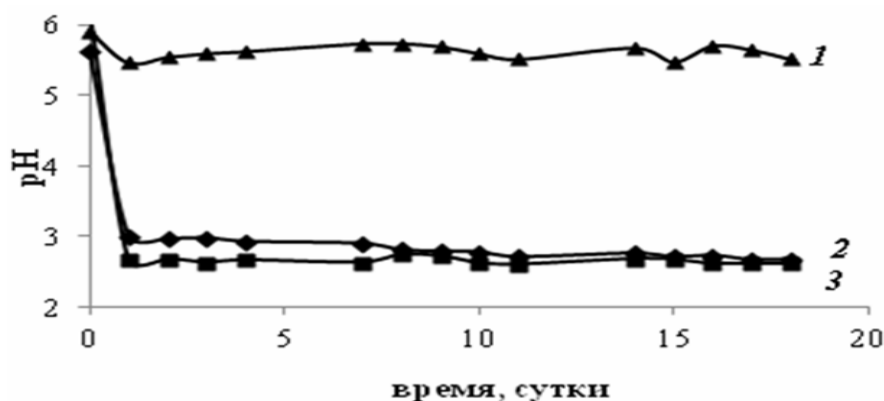


Рис. 4. Изменения pH исследуемых водных вытяжек:

1–термообработанной шунгитовой породы, 2– обработанной азотной кислотой, 3– исходной.

Выводы.

Химическая и термическая модификации вызывают изменения в минеральном составе шунгитовых пород. При кислотном разложении с поверхности полностью исчезает пирит, разрушается халькопирит и происходит окисление сфалерита, в результате которого образуется элементарная сера. Значения pH водных вытяжек для этого образца и исходной породы совпадают. При термообработке сульфиды окисляются с образование окислов металлов, которые препятствуют дальнейшему их окислению в процессах контакта шунгитовой породы с водой, в результате которого не происходит увеличения кислотности образующихся растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Листова Л.П., Бондаренко Г.П. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М.: Наука, 1969. 184 с.
2. Рожкова В.С., Ковалевский В.В., Кочнева И.В., Лозовик П.А. О возможности использования шунгитовых пород Карелии в водоподготовке // Горный журнал. 2012. № 5 (в печати).
3. Соболев А.Е., Луцик В.И., Поташиников Ю.М. Кинетика гидрохимического окисления персульфида железа (II) (пирита) азотной кислотой // Журнал физической химии. Т.75. № 3. С.850–853.
4. Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск. 1984. 182 с.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ МОРЯ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БАЛТИЙСКОГО ШИТА (ИСТОРИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ)

Толстобров Д.С.

Институт геологии Кольского научного центра РАН, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

Мурманская область располагается на северо-восточной части Балтийского щита. Она на протяжении многих лет привлекала внимание исследователей изучавших движений земной коры. Так уже в 18–19 вв. на побережьях Кольского полуострова проводились изучения изменчивости положения береговой линии моря академиком И.И. Лепёхиным, В. Бетлингом, А. Миддендорфом, Ф.П. Литке и М.Ф. Рейнеке. В качестве признака поднятия суши они использовали морские террасы и береговые валы. Первые систематические наблюдения над береговыми линиями на востоке Фенноскандии принадлежат В. Рамсею (1898). Он выделил на Кольском полуострове три этапа поднятия и определил соответствующие этим этапам береговые линии. Обобщив данные, Рамсей опубликовал первую схему изобаз поднятия земной коры (рис. 1). Как видно из схемы восточная часть Кольского полуострова не испытывала поднятия в послеледниковое время, а максимальное поднятие происходит в вершине Кандалакшского залива. В своей работе в трактовке природы молодых движений земной коры Рамсей следовал представлениям о сводовом гляциоизостатическом поднятии земной коры в пределах Фенноскандии, с максимальным поднятием в вершине Ботнического залива.

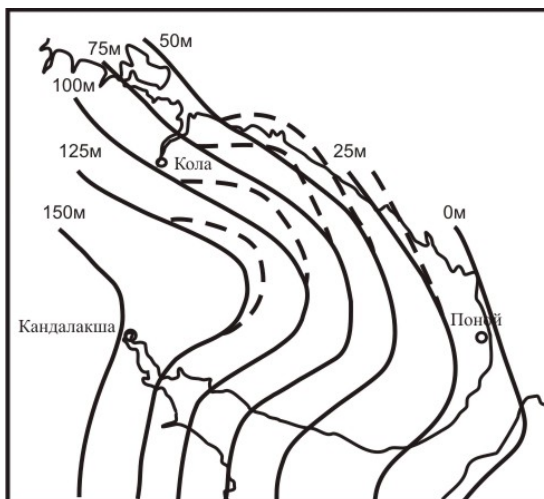


Рис. 1. Схема изобаз послеледниковой поднятия земной коры востока Фенноскандии (Ramsay, 1898)

Более детальные исследования береговых образований поздне-послеледниковых морей в пределах северного побережья Скандинавии и Кольского полуострова провел В. Таннер (1930). В своей работе он обобщил весь материал наблюдений над высотами древнебереговых линий, построив «эпейрогенический» спектр, на котором нашло отражение высотного положения 35 выделенных им уровней. Наиболее отчётливые уровни он отнес к руководящим, которые соответствуют максимально высокому положению уровня моря, в периоды развития трансгрессий: портляндия, фолас, тапес I и II, тривия и остреа. Эти трансгрессии выделены на севере Норвегии по палеонтологическим данным П. Эйеном (Ouen, 1914). Таннер полагал, что образование выделенных им уровней происходило из-за эвстатически обусловленных колебаний Мирового океана. Таннер поддержал взгляд о равномерном сводовом характере поднятия Балтийского щита, предложенного ранее Рамсеем, но отметил наличие «дисгармоничных» движений в зоне сочленения Кольского полуострова с полуостровами Рыбачьим и Средним.

Исследования В. Таннера положили начало систематическому изучению морских террас в долинах Финмарка и Кольского полуострова. В 30–50-х годах XX в. на территории Кольского полуострова советскими учеными проведено большое количество исследований древнебереговых образований. В долинах р. Паза и р. Печенги проводила исследования Г.С. Бискэ, в депрессии Кольского залива и долинах р. Туломы и р. Колы – А.А. Полканов, Г.И. Горецкий, М.А. Лаврова, в долинах рек Терского берега – Л.В. Введенский и Г.Д. Рихтер и многие другие исследования. Краткие итоги изучения молодых движений земной коры в этот период подведены М.А. Лавровой (1960). В своей работе Лаврова делает вывод о том, что Кольский полуостров в послеледниковое время испытывал устойчивое поднятие, однако на общем фоне закономерного поднятия имеются отдельные участки дифференцированных движений, осложненных тектоническими нарушениями.

В дальнейшем ряд исследователей признавали, что в пределах региона происходит взаимодействие гляциоизостатических и тектонических движений земной коры. В этом направлении работает А.А. Никонов (1977), но при этом говорит, что при выяснении характера молодых движений земной коры Балтийского щита необходимо строго разграничивать движения по отдельным, насколько возможно коротким, промежуткам времени и отдельным конкретным участкам, чтобы избежать смешения частного и общего.

В это же время Кошечкиным Б.И. в основу анализа перемещения береговой линии Баренцева и Белого морей в пределах Кольского полуострова положены данные о высотах террас трансгрессивной природы и фиксированных в рельефе берегового склона следах отрицательного перемещения береговой линии, а также установленные в разрезе признаки временных перерывов в морском осадконакоплении, свидетельствующем об относительно низком положении береговой линии в тот или иной момент истории бассейна. Он, как и все предшествующие ему исследователи, выделял на территории северо-востока Балтийского щита множество морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время. Такой трансгрессивно-регрессивный характер перемещения береговой линии Кошечкин Б.И. связывал с волнообразным ходом гляциоизостатического выравнивания земной коры в пределах Балтийского щита. Так же по результатам своего анализа он построил схему изобаз (рис. 2.). Важной особенностью этой схемы, отличающей её от предлагавшихся ранее вариантов, является следование изобаз контурам суши. На схеме видно равномерное нарастание амплитуд суммарного поднятия территории. Нарушение, в общем, плавного рисунка изобаз имеет место в центральной части Кольского полуострова, что связано с проявившимися в позднеледниковое время локальными восходящими движениями в пределах горных массивов Хибинских и Ловозёрских тундр. Также Кошечкин не обнаружил признаков «дисгорманических» движений земной коры на границе между полуостровами Рыбачьим и Средним, которые были отмечены В. Таннером. В заключение своей работы Кошечкин делает вывод, что движения земной коры на востоке Балтийского щита в позднем плейстоцене и голоцене развивались в форме региональных и локальных движений.

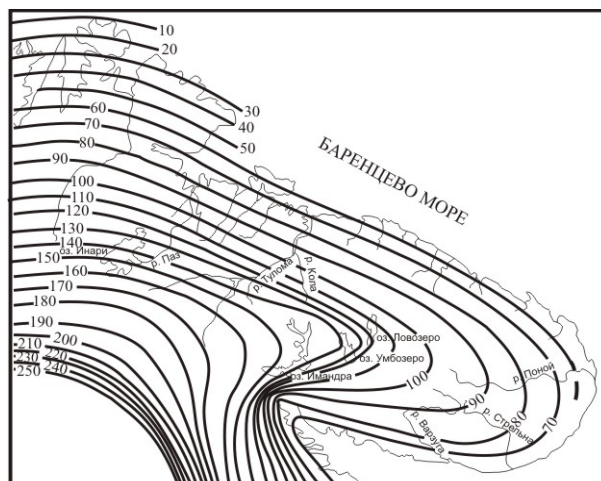


Рис. 2. Схема изобаз позднеголоценового поднятия земной коры на востоке Фенноскандии (Кошечкин, 1979)

В отличие от установившегося представления о поднятии восточной части Балтийского щита как сегмента целостного свода с центром за её пределами, план поднятий земной коры рассматривается как имеющий лопастную форму, подчинённую орографическим границам (Кошечкин, 1979).

Точность всех этих реконструкций была ограничена тем, что абсолютный возраст древних береговых образований (береговые валы, террасы), отражающий относительное положение морской линии, очень редко мог быть установлен непосредственно для геоморфологического образования. Существующие радиоуглеродные датировки были получены при датировании морских раковин из береговых разрезов. Эти датировки относятся к объектам, находившимся на неопределённой глубине в море, т.е. они древнее датируемой линии положения моря. В то же время, датировки, полученные при изучении археологических объектов, расположенных выше береговой линии, оказывались моложе её (Колька и др., 2005).

Непосредственная морфологическая корреляция береговых линий без точного абсолютного датирования на значительных территориях затруднена, а часто и невозможна. С этим, вероятно, связаны различия в результатах предыдущих исследований гляциоизостатического поднятия северо-восточной части Балтийского щита (Колька и др., 2005).

Новый этап изучения поздне- и послеледниковых движений земной коры начался тогда, когда скандинавские ученые разработали абсолютно новую методику изучения этой проблемы (Donner et. al, 1977). Она заключается в следующем: на береговом склоне моря изучаются не только древние береговые линии моря, но и донные осадки озерных котловин широко распространенные на территории, которая покрывалась морем в поздне-

ледниковые и голоцене. Выяснив точное положение осадков, которые по условиям седиментации относятся к переходным зонам от моря к озеру, они датируются. Также определяется абсолютная отметка порога стока из озера. В случае обнаружения перехода от континентальных осадков к морским абсолютная отметка порога стока озера отвечает положению береговой линии в начальный этап трансгрессии моря в данную котловину. При наличии перехода от морских осадков к континентальным высотная отметка порога стока определяет положение береговой линии в начальный этап изоляции озера от моря. Таким образом, зная высотное положение озёрной котловины и время формирования осадков переходной фации в этой котловине, можно говорить о том, что в данном месте на конкретной высоте в определенное время находилась береговая линия моря.

На Кольском полуострове, используя данную методику, скандинавские и российские учёные провели ряд работ. Проведено изучение донных отложений озёр в районе посёлка Дальние Зеленцы (Snyder et al, 1996, Corner., 1999, 2001). В.В. Колька, В.Я. Евзеров, Д. Корнер и Я. Мёллер, исследовали озёрные котловины в районах побережий Белого и Баренцева морей (Колька и др., 2005). Эти современные исследования опровергают существование на побережье Кольского полуострова такого большого количества трансгрессий моря в поздне- и послеледниковое время, как предполагалось в ранних исследованиях. По новым данным на территории Кольского полуострова отмечаются позднеледниковая трансгрессия и трансгрессия тапес. Аналогичные данные приводятся и в работах зарубежных учёных, которые проводили свои исследования на побережье Норвегии (Svendsen, Mangerud, 1987).

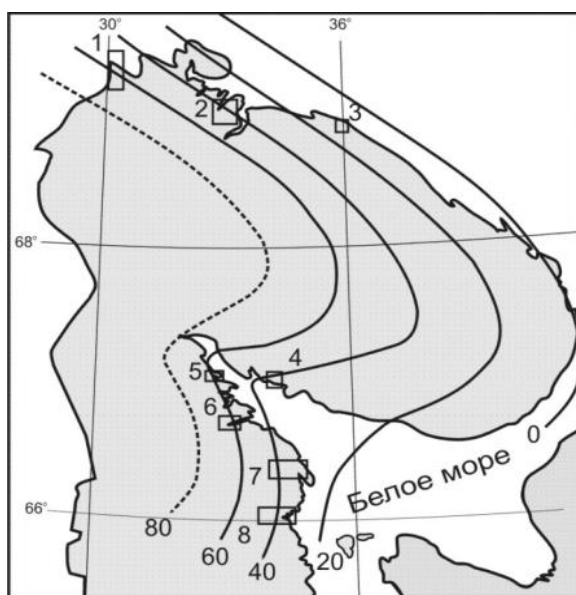


Рис. 3. Схема изобаз для раннего голоцена, построенная по фоновым данным Геологического института КНЦ РАН (Эволюция рельефа..., 2008), дополненная автором.

Числами обозначены районы работ: 1 – долина реки Паз, 2 – г. Полярный, пос. Дальние Зеленцы, 4 – пос. Умба, 5 – пос. Лесозаводский, 6 – пос. Чупа, 7 – пос. Энгозеро, 8 – пос. Кузема.

В результате на основе полученных данных построена новая схема изобаз для северо-востока Балтийского щита (рис. 3). Из схемы видно, что поднятие этой территории происходит куполообразно. Наибольшее поднятие произошло в центральной части Кольского полуострова и на северо-востоке Карелии, это поднятие за время голоцена составило 60 метров. Восточная часть Кольского полуострова за последние 9000 лет не испытала поднятия. Также из этой схемы видно некоторое изгибание изобаз в районе Кандалакшского залива, это свидетельствует о том, что в данном районе кроме гляциоизостатической составляющей неотектонических движений проявлена и собственно тектоническая. Причем эти движения нисходящие. Нисходящие тектонические движения здесь связаны с эндогенной активностью такой геологической структуры как Кандалакшский грабен.

Появление новых методов позволило разрешить вопросы по амплитуде поздне- и послеледниковых движений земной коры на побережье Кольского полуострова и северной Карелии. Также нет сомнений, что поднятие Балтийского щита происходит куполообразно с максимальной амплитудой поднятия в центре Ботнического залива. Но остаётся вопрос об амплитуде поднятия в центральных частях Кольского полуострова, который необходимо в дальнейшем решить.

Автор благодарит заведующего лабораторией ГИ КНЦ Кольку В.В. за помощь и полезные консультации при подготовке данного доклада.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последлениковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (ред. Митрофанов Ф.П.). – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15–25.
2. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979. 158 с.
3. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1960.
4. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М., Наука, 1977. с. 240.
5. Эволюция рельефа и отложений Кольского региона в голоцене. Отчет о НИР, № госрегистрации ГР № 0120.0 801463. ГИ КНЦ РАН, 2008. 50 с.
6. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift, 1977. 31, P. 103–128.
7. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. – Fennia, 1898, 16, N 1. 151 p.
8. Svendsen, J. I. & Mangerud, J. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. Journal of Quaternary Science, 1987. 2, P. 113–132.
9. Snyder, J.A., Korsun, S.A., Forman, S.L. Postglacial emergence and the Tapes transgression, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas, 1996. Vol. 25. P. 47–56.
10. Tanner V. Studien öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar, IV. Om nivåförändringarna och granddragen av dem Geographiska utvecklingen efter istiden i ishavsfinland samt om honotaxin av Fennoskandias Kvartära marina avlayringar. – Fennia, 1930. LIII, N 1, Helsingfors. 589 p.
11. Øyen P.A. Kvartärstudier i Trondhejmsfeltet, III, Kgl. N. Vid. Selsk. skr., 1914. N 6.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЯ БОКСИТОНОСНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА (В СВЕТЕ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ)

Чеснокова А.И., Сиротин В.И.

Воронежский государственный университет, teen-spirit@yandex.ru

К началу XXI века стало очевидным, что процессы эволюции в окружающем мире должны базироваться на нелинейных процессах.

Новая научная парадигма – синергетика, включает несколько идей: нелинейность, открытость, диссипативность, принцип соподчинения. В математике и физике для множеств с нецелочисленной размерностью было предложено название фрактал (Синергетика, 1999; Хакен, 1985).

Вскоре выяснилось, что фрактальную природу имеет вся Вселенная в целом и ее составные части: галактика (в том числе и млечный путь), солнечная система, Земля, Земные геологические объекты и явления.

К началу XXI века в астрономической науке произошло глубокое, поистине революционное преобразование, которое радикально меняет представление о Вселенной: в последние три десятилетия Вселенная вдруг стала насквозь нечленоразмерной, фрактальной.

Известно, что строение Солнечной системы строго не подчиняется правилу Тициуса-Бодде (по этой причине оно не стало законом), и даже внесение поправок в правило не сделает его законом, а последующие уточнения фрактального строения планетезималей занептуновского «облака» (пояс Койпера, квазисферическое облако Хиллса, квазисферическое облако Орта), лишь подтверждают фрактальность Солнечной системы в целом. Вскоре выяснилось, что размерность газопылевых скоплений, из которых рождаются звезды (в том числе Солнце), равна $7/3$, из чего делается вывод, что наше Солнце рождалось, живет и будет умирать как фрактал.

Установлено, что газопылевое облако нашей Галактики образует кольцо. Области (фрагменты) ионизированного газопылевого вещества образуют спиральный узор, в ветвях облаков, которой рождаются звезды, а вся Галактика в целом образует спиральный фрактал, украшенный миллиардами звезд, имеющих фрактальную природу (Розгачева, 1993).

Из всего вышесказанного мы приходим к выводу, что фрактальную природу должны иметь и земные системы (объекты) и процессы.

Объектом для изучения фрактальной природы выбрана глиноземная (бокситоносная) кора выветривания КМА, хорошо изученная в отечественной литературе (Сиротин, 2000), имеющая визейский возраст.

В строении коры наблюдаются четыре зоны: I, II, III, IV.

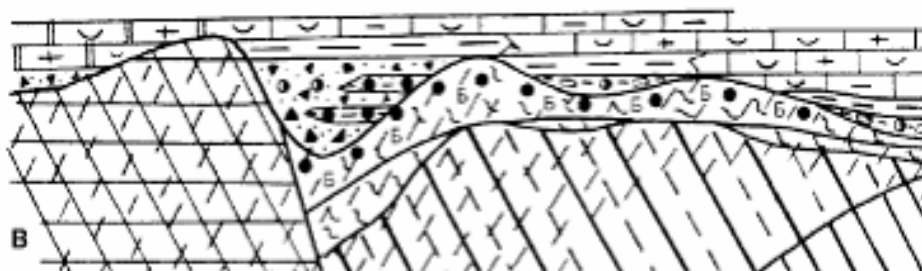


Рис. 1. Строение латеритной коры выветривания КМА (Сиротин, 2000 г):

1 – зона I; 2 – зона II, серицитовая с примесью каолинита; 3 – зона III, каолинито-серицитовая и серицито-каолинитовая; 4 – зона IV, латеритная; а – бемитовая, 5 – богатые железные руды; 6 – переотложенные железные руды (конгломерато-брекчии); 7 – то же со свободным глиноземом (железо-алюминиевые руды); 8 – красные тонкодисперсные бокситы; 9 – обломочные бокситовые породы (с гиббситом и бемитом); 10 – глины углистые; 11 – визейские известняки органогенно-обломочные; 12 – известняки доломитизированные; 13 – породы коры выветривания, метасоматически измененные в диагенезе и катагенезе

Краткое описание коры выветривания КМА целесообразно начать с бокситоматеринских пород – это сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит биотитовые, кварц-биотитовые.

Зона I – начального разложения, сланцы характеризуются окислением пленочного пирита, магнетита, биотита и слабо дезинтегрированы, границы зон очень неровные, а мощность до 60–80 м, иногда свыше 100 м.

Зона II – промежуточного разложения (дезинтеграции, выщелачивания кварца и гидролиза, и начальной каолинизации), сопоставляется с зонами бескварцевых богатых железных руд. Нижняя ее граница очень неровная, с «карманами» и совпадает с нижней границей богатых железных руд. Основными минералами зоны является слюда (гидрослюда) $2M_1$, триоктаэдрический биотит, значительно реже – $14A^0$ -хлорит, кварц во второй половине зоны выщелачивается.

Зона III – конечного разложения – гидролиза и полного выщелачивания. Каолинит становится породообразующим минералом. Если границы всех зон (I, II и III) – очень неровные, с большими гипсометрическими перепадами, то граница с зоной IV всегда более ровная и четкая.

Зона IV – зона латерита, делится на три подзоны: нижнюю аллитную, среднюю – собственно латеритную (бокситную), и каолинитовую.

Важно отметить, что мощности зон, не подчиняются линейной зависимости, например наибольшую мощность, как правило, имеет зона I, иногда до 70–90 м, фиксируемая по окислению пленочного пирита на плоскостях сланцеватости, но при этом вышележащие зоны (например II, или II+III) могут иметь мощность в несколько метров. Другими словами отношение мощностей зон имеет нецелочисленный, а фрактальный характер.

Предложенная метасоматическая модель формирования латеритной (глиноземной) коры выветривания (Сиротин, 2000) вполне соответствует принципам нелинейной геодинамики, неупорядоченного хаоса, является примером самоорганизации в гипергенных геологических системах. Возникающая зональность коры выветривания имеет надпородный уровень, поскольку зоны коры выветривания вполне могут рассматриваться как сообщества пород, определяющие строение данной формации коры выветривания. Выделяется зональность второго уровня в зоне латерита (подзоны нижняя аллитная, бокситовая, верхняя аллитная). Выделяется зональность и третьего, минерального уровня, которая проявляется в распределении минералов по элементам структуры бокситов: например в бокситах наблюдается зональное распределение минералов в бобовинах и псевдоцементе: 1) внутри бобовины шамозит с каолинизированным серицитом (зоны I, II, III), а в оторочках – гиббсит (зона IV); 2) внутри бобовины шамозит с реликтом серицита и каолинита (зоны I, II, III), а в оторочках кристаллический бемит (зона IV), в псевдоцементе смесь каолинита и шамозита, таким образом на микроуровне повторяется разрез коры выветривания: серицит (исходный минерал) – гидрослюда, каолинит и шамозит (зоны I, II и III коры выветривания) – бемит (минерал зоны латерита, зона – IV), а состав псевдоцемента отвечает зоне дебокситизации. Так работает фрактальный принцип самоподобия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розгачева И.К. Фракталы в космосе // «Земля и Вселенная», 1993. № 1. С. 10–16.
2. Синергетика. Тр. Семинара. Т. 2. Естественно-научные, социальные и гуманитарные аспекты. М: Изд-во МГУ, 1999. 232 с.
3. Сиротин В.И. Метасоматическая модель формирования визейского бокситоносного латеритного профиля КМА / В.И.Сиротин // Вестник Ворон. Гос. ун-та. Сер. геол. 2000. № 3(9). С. 7–15.
4. Хакен Г. Синергетика / Г. Хакен // Иерархия неустойчивостей в самоорганизующихся системах и устройствах. М: Мир., 1985. 424 с.

Геохимия и геохронология

К ПРОБЛЕМЕ КОНТАМИНАЦИИ МАНТИЙНЫХ САЛУКИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ ВЕЩЕСТВОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Егорова Ю.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ax-ox-yx@mail.ru

Неоархейские салукитоиды к настоящему времени идентифицированы на большинстве древних щитов. Накопленный в течение 30 лет их исследования материал позволяет выделить основные особенности состава салукитоидных магм.

Салукитоидам свойственны высокие магнезиальность ($\#mg = 40-65$ (ср. 50)) и концентрации Sr и Ni. Такие составы могут быть получены только в результате плавления мантии. С другой стороны, салукитоиды обогащены LREE, K, Ba, Sr и P, что отличает их от обычных пород мантийного происхождения. Это обогащение не может быть результатом коровой контаминации, поскольку салукитоиды содержат эти элементы в гораздо больших количествах, чем континентальная архейская кора. Следовательно, источником салукитоидов должна быть обогащенная несовместимыми элементами мантия.

Современная гипотеза происхождения салукитоидов представляет собой двух-стадийную модель. На первом этапе происходит метасоматоз мантии. По одной из версий за счет добавления в него значительного количества (ок. 40 % (Smithies и Champion, 2000), в соотношении 1:1 расплав-субстрат (Rapp et al., 2010)) расплава, близкого по составу к ТТГ, отделившегося от погружающегося слэба в действующей зоне субдукции. По другой – за счет глубинных флюидов мантийного происхождения со значительной ролью CO_2 (Mogarovskii et al., 2007; Лобач-Жученко и др., 2010). На втором этапе происходит частичное плавление уже метасоматизированной мантии – производство обогащенного LILE, LREE расплава (собственно салукитоидного) (Smithies и Champion, 2000; Kovalenko, 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2008; и др.). Этот процесс связывается с мантийным апвеллингом (плюм, деляминация нижней коры, облом слэба).

Многие салукитоидные интрузии являются многофазными. Ранние наиболее мафитовые фазы, как правило, характеризуются наибольшей магнезиальностью и степенью обогащения как совместимыми, так и несовместимыми редкими элементами. Им свойственны начальные изотопные отношения Sr, Nd и μ (U^{238}/Pb^{206}) близкие к таковым в деплетированной мантии.

Однако, для поздних фаз сложных массивов, а также многих интрузий, сложенных только кислыми породами, существует немало свидетельств участия древней коры в их формировании. Во-первых, присутствие в цирконах ядер с возрастом на 30–100 млн лет древнее самих интрузий (Рис. 1). Во-вторых, высокое начальное U^{238}/Pb^{206} отношение ($\mu = 9,3-12$) установленное для салукитоидов Карелии (Halla, 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2008), Бразилии (Oliveira et al., 2011). В-третьих, древние модельные возраста ($T(Nd)_{DM}$ (по DePaolo, 1981) на 50–300, Pb^{207}/Pb^{206} – на 20–60 млн лет древнее возраста интрузии). Можно добавить еще такие косвенные признаки, как параллельные спектры распределения REE в салукитоидах и породах ТТГ-серии и сходные отрицательные аномалии по Ti, Nb, Ta.

Возможны, по крайней мере, три варианта вовлечения древнего корового вещества в генезис салукитоидных интрузий. 1) Контаминация породами континентальной коры при поднятии расплава к месту кристаллизации. 2) Плавление мантии, контаминированной терригенными осадками, затащенными погружающейся плитой в зоне субдукции (Halla, 2005; Laurent et al., 2011). 3) Смешение корового и обогащенного мантийного расплава (Moyen et al., 2001; Ларионова и др., 2007).

Салукитоиды сильно обогащены почти всеми редкими элементами по сравнению с породами коры, что делает их мало чувствительными к контаминации. Можно лишь ожидать незначительного снижения содержания LREE и LILE, но этот процесс может быть обусловлен и кристаллизационной дифференциацией (Stern et al., 1991; Lobach-Zhuchenko et al., 2008).

Для некоторых интрузий (Бергаул $\approx 2,74$ млрд лет, Тулос $\approx 2,71$ млрд лет) можно установить влияние контаминации на изотопную систему Nd (Рис. 1). Оно проявлено в сильном разбросе значений TDM_{Nd} 2,78–3,27 млрд лет (Kovalenko, 2005; Ларионова и др., 2007), при более менее однородном химическом составе, отмечается только пониженное содержание LREE ($Nd = 11-30$ ppm, что сопоставимо с содержаниями в коре, и делает породы весьма чувствительными к контаминации ею) в образцах с самым древним модельным возрастом. Ларионова и др. (2007) объяснили гетерогенность изотопного состава Nd в породах Бергаульского массива взаимодействием расплавов из разных источников (метасоматизированной мантии и древней нижней коры).

Другим примером являются интрузии Койтере (Финляндия) и Кургенлампи (З. Карелия). Для них характерен достаточно однородный начальный изотопный состав Nd и Pb, с $TDM_{Nd\text{ ср}}$ 2830 млн лет (Рис. 1) и $\mu = 10-11$ (Halla, 2005; Лобач-Жученко и др., 2010). А.В. Коваленко (2005) пришел к выводу, что древние модельные (TDM_{Nd}) возраста салукитоидов З. Карелии отражают время, прошедшее со времени обогащения деплетированной мантии до момента ее частичного плавления. Я. Халла (Halla, 2005) объясняет высокие значения μ (свидетельствующие о существенном вкладе верхней континентальной коры в источник) в $KFsp$ из гранитоидов Фин-

ляндии привнесом корового свинца в мантию флюидами, отделившимися от субдуцирующих осадков. Главным аргументом является гомогенность инициального изотопного состава свинца в пределах одной интрузии, которая, по мнению автора, достигается в зонах субдукции, где происходит полное смешение. Эта гипотеза также привлекается для объяснения других особенностей санукитоидов (обогащение LREE, LILE, древние TDM и тд). Следовательно, обогащение мантийного источника должно было происходить в активной зоне субдукции. Из этой гипотезы вытекают следующие положения: изотопный состав пород в пределах интрузии должен быть однородным, а время обогащения (субдукции) вдоль одной предполагаемой конвергентной границы согласованным в пределах погрешности измерения. На самом деле это не так (Рис. 1). К тому же для многих интрузий было установлено, что конечные гранодиоритовые фазы имеют более низкие значения ϵNd , $\#mg$ и степень обогащения, чем более ранние – мафиты.

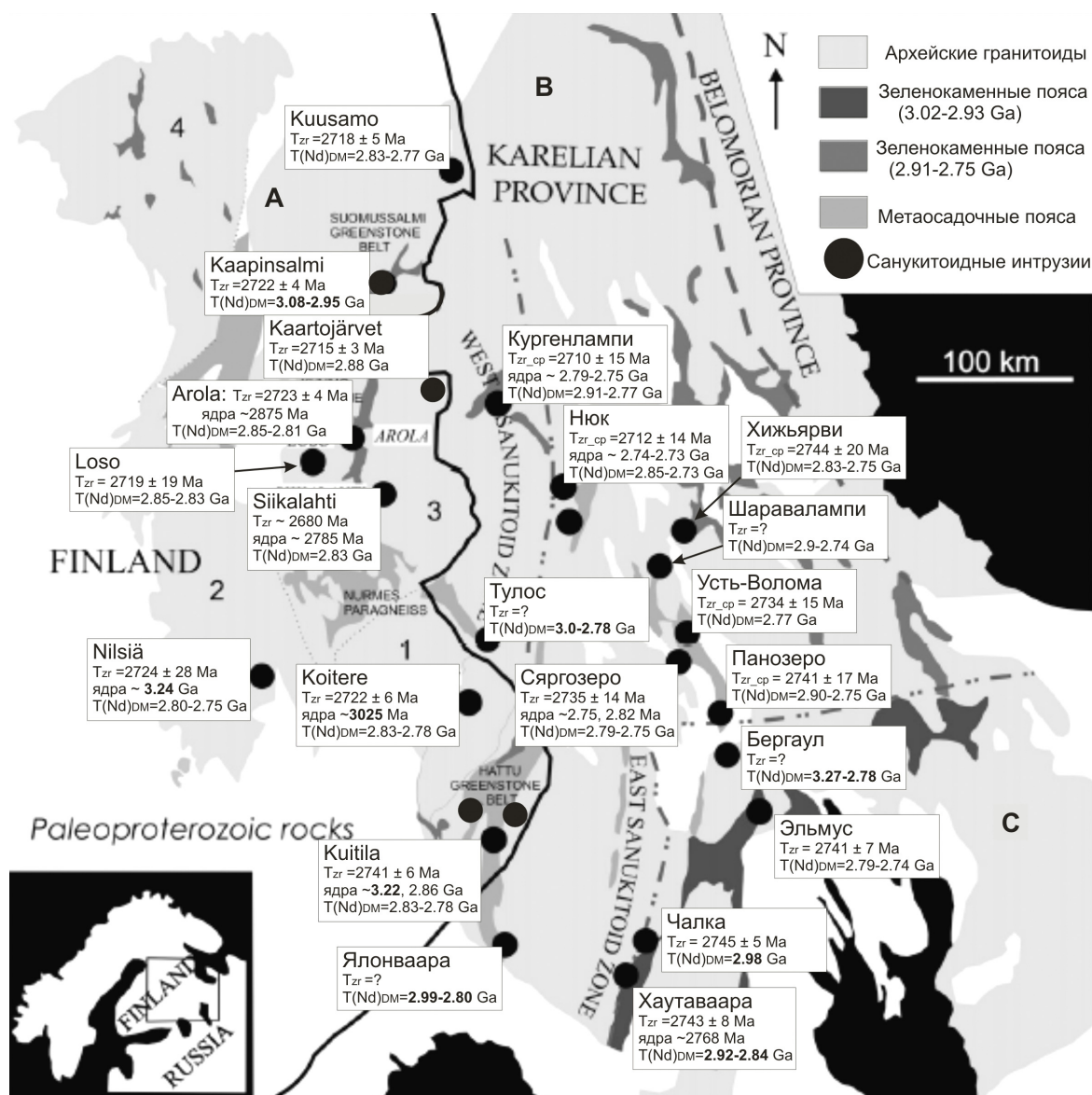


Рис. 1. Карта Карельской гранит-зеленокаменной области по Heilimo et al. (2011) с дополнениями автора. Возрастные данные взяты из статей Bibikova et al., 2005; Бибикина и др., 2006; Heilimo et al., 2011; $T(Nd)_{DM}$ - из Kovalenko et al., 2005; Halla, 2005; Käpyaho et al., 2006; Ларионова и др., 2007; Егорова, 2010; Mikkola et al., 2011; неопубликованные данные.

А для Панозерского массива были получены мантийные значения $\mu = 8,45-9,06$ для всех фаз, кроме последней – кварцевых монцитов ($\mu = 10,43$) (Lobach-Zhuchenko et al., 2008). При этом изменение химического состава от ранних к поздней фазе вполне объясняется фракционной кристаллизацией, и наблюдается лишь слабое снижение значений ϵNd . Плохая чувствительность Sm-Nd изотопной системы в данном случае может быть связана не только с высокими концентрациями Nd в породе, но и с молодым неархейским возрастом верхней коры в данном регионе.

Пример Панозерского массива является наиболее показательным. Присутствие в пределах одной интрузии фаз с разным начальным изотопным составом свинца отвергает гипотезу смешения корового и мантийного вещества в источнике. Точно так же, как ее отвергают примеры интрузий с сильными вариациями в начальном изотопном составе неодима. Коровые характеристики, судя по всему, являются вторичными для санукитоидных интрузий.

Одним из наиболее эффективных методов, позволяющих легко отследить вклад верхней континентальной коры в итоговый состав санукитоидных интрузий, является изучение изотопного состава свинца. Поскольку содержание урана, а следовательно, урагенного свинца, в верхней коре существенно выше, чем в мантии.

Автор выражает огромную благодарность С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестовой, А.В. Коваленко и В.П. Чекулаеву за ценные советы, консультации и предоставленные материалы.

Работа выполнена при поддержке финансирования по направлению № 6 ОНЗ РАН и гранта РФФИ 12-05-00678а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Библикова Е.В., Арестова Н.А., Иваников В.В., Клаэссон С., Левченков А., Петрова А.Ю., Малашин М.В., Комаров А.Н. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее центральной Карелии // Петрология. 2006. № 1.
2. Егорова Ю.С. Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов. Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2010. С. 134–160.
3. Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Том 15. № 6. С. 571–593.
4. Лобач Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А. В., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Характеристика мантийного источника архейского источника Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов // Геохимия. 2010. № 4. С. 390–405.
5. Bibikova, E., Petrova, A. & Claesson, S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
6. DePaolo, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.
7. Halla, J. 2005., Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // Lithos 79, P. 161–178.
8. Heilimo, E., Halla, J., Huhma, H., 2011. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos 121, 87–99.
9. Käpyaho, A., Mänttari, I. & Huhma, H. 2006. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks // Precambrian Research 146, P. 95–119.
10. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., and Savatzenkov, V.M. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // Lithos. 2005. V.79. P. 147–160.
11. Laurent, Martin, Doucelance, Moyen, Paquette, 2011, Geochemistry and petrogenesis of high-K «sanukitoids» from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary // Lithos, V. 123, P. 73–91.
12. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H., Chekulaev V. P., et al. Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism // J. Petrol. 2008. V. 49. 1 3. P. 393–420.
13. Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. 2011. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids // Lithos 125. P. 287–307.
14. Mogarovskii, V.V., Lutkov, V.S., Lutkova, V.Y., 2007. Barium and strontium the upper mantle of Parims and Tien Shan // Geochemistry International 45, P. 685–697.
15. Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India) // Precambrian Res. 2001. V.112. P. 87–105.
16. M. A. Oliveira, R. Dall'Agnol, J. de A. Costa de Almeida, 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series // Lithos. 127. P. 192–209.
17. Rapp, R., Norman, M., Laporte, D., Yaxley, G., Martin, H., Foley, S., 2010. Continent Formation in the Archaean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt–Rock Reaction Experiments at 3–4 GPa and Petrogenesis of Archaean Mg-Diorites (Sanukitoids) // Journal of Petrology, 51, P. 1237–1266.
18. Smithies, R.H., Champion, D.C. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // J. Petrol. 2000. V.41, N12, P. 1653–1671.
19. Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences, 1989, 26, P. 1688–1712.

СВОЙСТВА ПОВЕРХНОСТИ НАНОПОРОШКА ШУНГИТА

Кулик Н.В., Рожкова Н.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, nadiet11@rambler.ru

Введение.

Высокоуглеродистая шунгитовая порода Карелии (шунгит) представляет интерес как перспективный источник наноглерода, который может быть использован в качестве адсорбентов, катализаторов, производства наполнителей для композитных материалов, в медицине и биотехнологии. Исследования, проведенные ранее на порошках шунгита I разновидности (Ш I) (содержание углерода ~98 вес. %), позволили детально охарактеризовать его состав, структуру и свойства поверхности. Большинство физико-химических свойств углеродсодержащих материалов и поведение дисперсного углерода в водных суспензиях, определяется наличием и концентрацией кислородсодержащих функциональных групп (КФГ) на их поверхности. При вариации концентрации КФГ свойства поверхности можно целенаправленно изменять от гидрофобных до гидрофильных. Различные методы модифицирования свойств шунгитового углерода могут быть применены для регенерации его поверхности, повышения эффективности и селективности при использовании в качестве адсорбентов и катализаторов (Рожкова Н.Н. и др., 2003). Кроме того, содержание различных форм кислорода позволяет судить о степени метаморфизма пород, а, следовательно, отражают геологические процессы, в которых они участвовали и последующие технологические воздействия (Рожкова Н.Н. и др., 2004). Хорошо отработаны методики для характеристики поверхности порошков Ш I, потенциальным углеродсодержащим сырьем являются шунгитовые породы III разновидности (Ш III) (содержание углерода ~34 вес. %). Поэтому целью данной работы стала сравнительная характеристика поверхности порошков Ш III различной дисперсности, подвергнутых различной обработке.

Таблица 1. Химический состав порошков Ш III

Компонент	Ш III мкм, % _{мас.}	Ш III нм, % _{мас.}	Довер. инт. % _{мас.}
SiO ₂	57,8	57,3	± 0,35
Al ₂ O ₃	4,9	4,9	± 0,17
Fe ₂ O ₃ общ.	2,96	4,22	± 0,02
Na ₂ O	0,22	0,21	± 0,09
CaO	0,22	0,22	± 0,02
K ₂ O	1,68	1,64	± 0,01
MgO	0,6	0,63	± 0,16
MnO	0,01	0,02	± 0,001
TiO ₂	0,3	0,3	± 0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	± 0,01
S	0,064	0,063	± 0,003
Ba	0,036	0,044	± 0,004
Co	0,0009	0,0013	± 0,0005
Cu	0,0098	0,0129	± 0,0007
Cr	0,0065	0,1395	± 0,0017
Ni	0,0049	0,0055	± 0,0016
Rb	0,0129	0,0131	± 0,0019
Sr	0,012	0,01	± 0,001
V	0,0104	0,0107	± 0,0008
Zn	0,0062	0,0057	± 0,0003

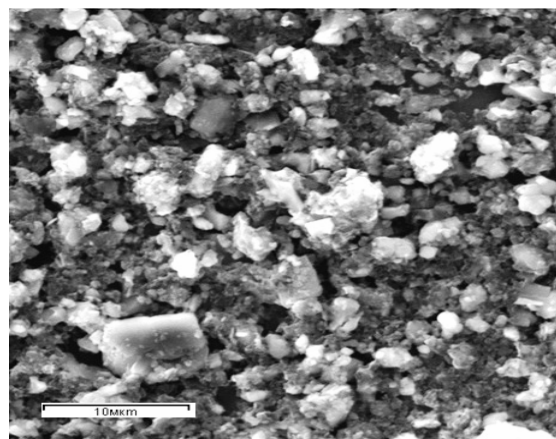


Рис. 1. СЭМ порошка Ш III мкм

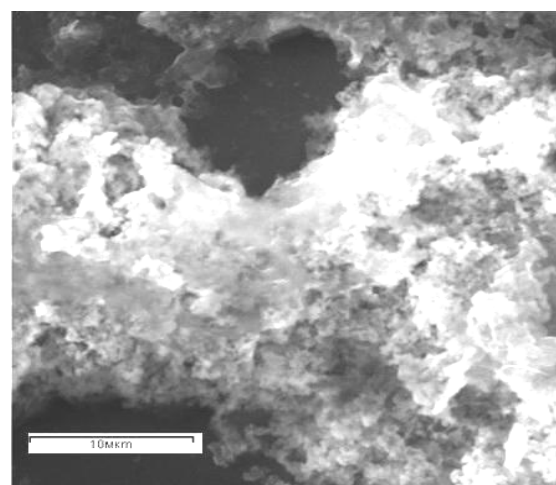


Рис. 2. СЭМ порошка Ш III нм

Объекты и методы исследования.

Исследовались порошки Ш III Зажогинского месторождения:

- 1) с частицами менее 40 мкм величина удельной поверхности 32 м²/г (Ш III мкм);
- 2) наноразмерный порошок с частицами менее 100 нм величина удельной поверхности 100 м²/г (патент № 2448899) (Ш III нм) подвергнутый различным видам направленной модификации: озонированию и термообработке в восстановительной атмосфере при 300 °С и 900 °С.

Для изучения структуры и физико-химических свойств поверхности полученных порошков использовался комплекс диагностических методов. Удельная поверхность порошков определялась по методу низкотемпературной десорбции азота (БЭТ), морфология частиц – сканирующей электронной микроскопией (прибор VEGA II LSH, ООО TESCAN), химический состав – рентгенфлуоресцентным методом (прибор Thermo Scientific ARL 9400 Advant'X), кислородсодержащие функциональные группы – потенциометрическим титрованием по методу Боэма, разработанным для характеристики углеродных материалов (Boehm H.P., 1966).

Результаты и обсуждения.

Химический состав порошков Ш III, несмотря на различия в значениях дисперсности, удельной поверхности (Ш III мкм – 32 м²/г; Ш III нм – 100 м²/г) и pH водных эмульсий (Ш III мкм – 6,1; Ш III нм – 4,7) практически идентичен (табл. 1) и представлен большим разнообразием, чем порошка Ш I. Различие морфологии и размеров частиц порошков Ш III можно наблюдать на рис. 1–2.

В порошке Ш III мкм средний размер частиц ~10 мкм, встречаются кварцевые включения большего размера ~30–40 мкм (рис. 1). Порошок Ш III нм характеризуется сетками со средним размером частиц менее 1 мкм (рис. 2).

Анализ результатов о наличии КФГ на поверхности порошков Ш III показал их присутствие на поверхности вне зависимости от обработки (рис. 3).

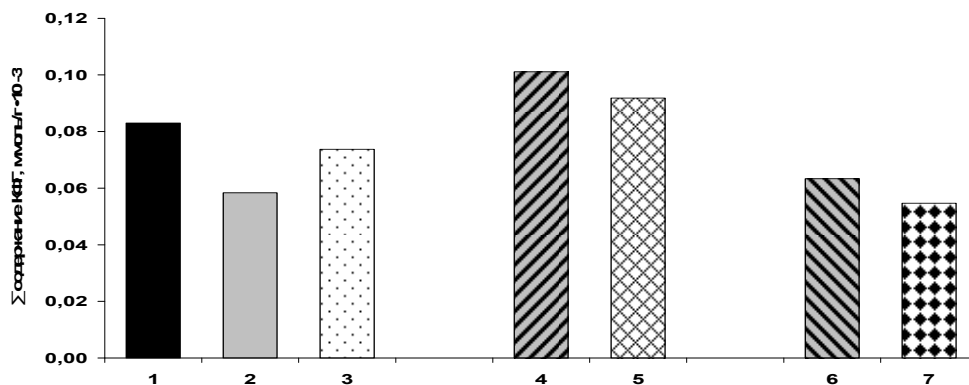


Рис. 3. Суммарное содержание КФГ на поверхности образцов шунгита

1 – Ш I; 2 – Ш III мкм; 3 – Ш III нм; 4 – Ш III мкм ТО_1; 5 – Ш III нм ТО_1; 6 – Ш III мкм ТО_2; 7 – Ш III нм ТО_2.

Суммарное содержание КФГ на поверхности порошков Ш III мкм и Ш III нм, в сравнении с порошком Ш I изменялось незначительно от 0,055 и до 0,101 ммоль/г. Характер изменения суммарного содержания КФГ на поверхности порошков Ш III и Ш I аналогичен (Рожкова Н.Н. и др., 2004).

Результаты двухчасового озонирования порошков Ш III и Ш I приведены на рис. 4.

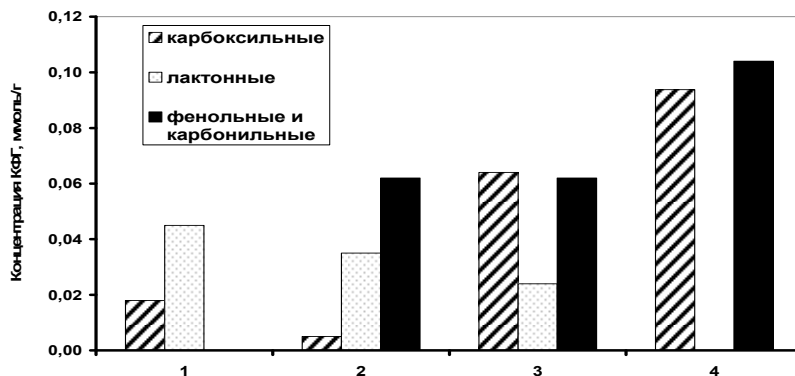


Рис. 4. Содержание КФГ на поверхности озонированных порошков Ш I и Ш III мкм

1 – Ш I; 2 – Ш I озонированный 2 часа; 3 – Ш III мкм; 4 – Ш III мкм озонированный 2 часа

Озонирование порошков Ш III и Ш I приводит к увеличению суммарной концентрации КФГ на их поверхности, позволяет направленно увеличить концентрацию фенольных и карбонильных функциональных групп (ФГ).

Характер распределения КФГ между собой при термообработке в восстановительной атмосфере хорошо согласуется для порошков Ш III различной дисперсности (рис. 5) и порошка Ш I (Рожкова Н.Н. и др., 2004).

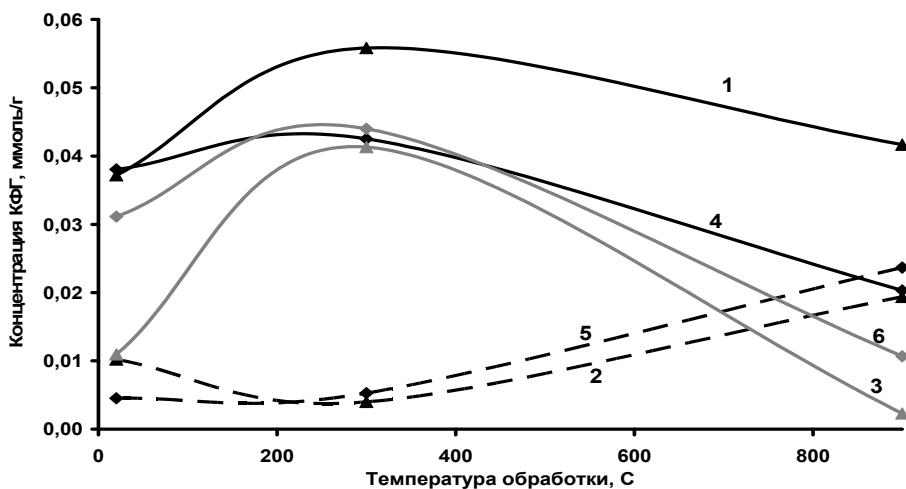


Рис. 5. Характер распределения ФГ на поверхности порошков Ш III в зависимости от температуры обработки

1 – карбоксильные ФГ мкм; 2 – лактонные ФГ мкм; 3 – фенольные и карбонильные ФГ мкм; 4 – карбоксильные ФГ нм; 5 – лактонные ФГ нм; 6 – фенольные и карбонильные ФГ нм.

На поверхности порошков Ш III преобладают карбоксильные ФГ, наименьшее количество лактонных ФГ. Термообработка при 300°C приводит к увеличению концентрации карбоксильных, фенольных и карбонильных ФГ. Термообработка при 900°C приводит к увеличению концентрации лактонных ФГ, и уменьшению концентрации фенольных и карбонильных ФГ.

Выводы.

1. Свойства поверхности порошков шунгита Ш характеризовались с помощью кислородсодержащих функциональных групп. Определены КФГ на поверхности порошков шунгита Ш различной дисперсности в сравнении с порошками шунгита I;
2. Суммарная концентрация КФГ на поверхности порошков шунгита Ш близка по значению к концентрации КФГ на поверхности шунгита I, и практически не зависит от дисперсности и температуры обработки;
3. Направленная модификация порошков с помощью двухчасового озонирования приводит к увеличению концентрации КФГ на их поверхности;
4. Характер распределения КФГ между собой для порошков Ш III мкм, Ш III нм и Ш I в зависимости от температуры обработки аналогичен.
5. Состав и свойства поверхности наноразмерного порошка шунгита Ш воспроизводит состав и свойства поверхности порошка Ш III мкм и представляет интерес для использования его в качестве адсорбента, катализатора и наполнителя композиционных материалов.

Благодарность.

Выражаю благодарность сотрудникам аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН за помощь и сотрудничество: Терновому А.Н. (сканирующая электронная микроскопия), Егорову М.А. и Бурдюх С.В. (рентгенофлуоресцентный анализ).

Работа поддержана ОНЗ РАН-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Патент на изобретение № 2448899 Способ переработки шунгита, 2012.
2. Рожкова Н.Н., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лукин В.В. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Рос. хим. ж. Ж. Рос. Хим. Об-ва им. Д.И. Менделеева, 2004. т. XLVIII. № 5.
3. Рожкова Н.Н., Рожкова В. С, Кочнева И. В., Туполев А.Г. Исследование химических свойств поверхности дисперсного шунгита // Материалы международной конференции Углерод: минералогия, геохимия и космохимия 24–26 июня, Сыктывкар, 121, 2003.
4. J. Boehm H.P. Chemical identification of surface groups // Advances in catalysis and related subjects. 1966. 16. 197.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ АРХЕЙСКИХ ДАЕК СРЕДНЕГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА В КОМПЛЕКСЕ ФУНДАМЕНТА В РАЙОНЕ ПАЛОЙ ЛАМБЫ

Кучеровский Г.А.¹, Матвеева Л.В.²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, zy92@yandex.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, m138@mail.ru

Район Палой Ламбы расположен на западной окраине Водлозерского домена и является единственным в пределах Фенно-Карельской провинции, где наблюдаются непосредственные соотношения пород фундамента и метавулкаников коматиит-базальтового состава, слагающих Палаламбинский зеленокаменный пояс (Геология и петрология..., 1978). Вулканиды прорваны субвулканическими интрузиями и дайками андезитов и разновозрастных габброидов, трондьмитовыми жилами, а также гранитами Лижмореченского и крупного Карташовского массивов. В вулканитах сохраняются первичные подушечные текстуры, по которым установлено пологое моноклинальное залегание толщи мафитов (Геология и петрология..., 1978), имеющей субмеридиональное простирание и углы падения первичной полосчатости от 10 до 30–40°, которые у контактов с породами фундамента становятся более крутыми. Непосредственный контакт имеет субмеридиональное направление и представляет зону расщепления, наложенную на породы обоих комплексов. Породы фундамента слагают восточную часть района и представлены комплексом гранитоидов (Палаламбинские граниты по (Геология и петрология..., 1978)), являющихся полимикматитами, с тоналитовым субстратом с возрастом $3141 \pm 9,7$ млн лет жильным трондьмитом 2903 ± 28 млн лет и плагиомикроклиновыми гранитами 2674 ± 35 млн лет (Арестова Н.А. и др., 2012).

В породах основания закартированы дайки габбро-амфиболитов (метагаббро), андезитов (или м/з диоритов), дайки высокомагнезиальных габбро и диоритов, а также железистых габбро.

Дайка габбро-амфиболитов (метагаббро) прорывает тоналиты фундамента. Мощность дайки более 30 м и прослежена она более чем на 800 м от контакта с вулканитами пояса в СВ направлении. Породы дайки прорываются жилами трондьмитов, аналогичными таковым жильного материала мигматитов. Дайка имеет двухфазное строение. Габбро первой фазы является полным геохимическим аналогом базальтов пояса ($\text{SiO}_2 = 49,5\%$, $\text{mg\#} = 0,57$, высокой концентрацией Ni (130 г/т), плоским нефракционированным распределением РЗЭ (La/Yb) $n = 1$ с концентрациями 5*РМ и аналогичны по составу метабазальтам нижней части разреза вулканогенной толщи зеленокаменного пояса). Габбро второй фазы, более крупнозернистые, характеризуются более низкой магнезиальностью $\text{mg\#} = 0,44$ и повышенным содержанием Ti и Fe. $(\text{La/Yb})_n = 3$ (рис. 1). Их состав моделируется фракционированием Amf из расплава габбро первой фазы и указывает на то, что данная часть могла кристаллизоваться из остаточного, обогащенного флюидной фазой расплава. Возраст габбро первой фазы определен равным 3020 ± 14 лет (Арестова Н.А. и др., 2012).

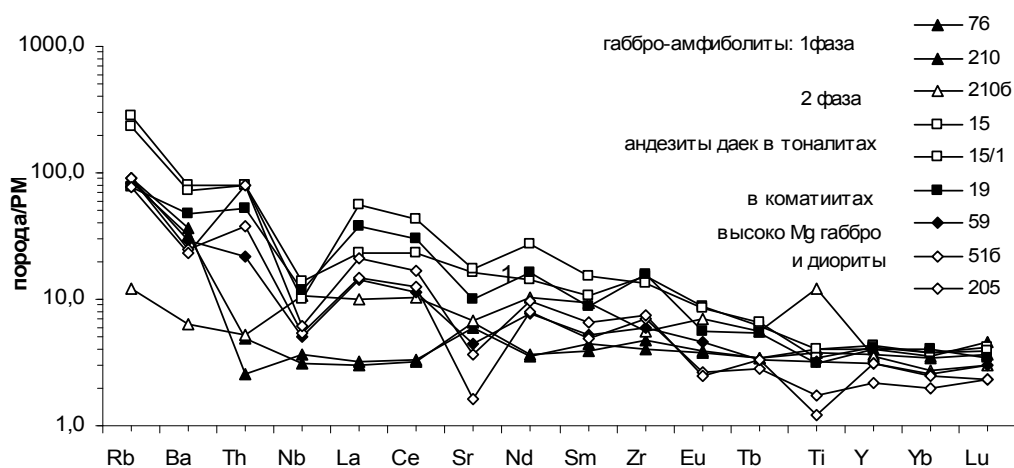


Рис. 1. Спайдерграмма габбро и диоритов из даек Палой Ламбы.

Дайки андезитов (м/з диоритов) присутствуют как в породах фундамента, так и секут коматииты и базальты пояса. Андезит из дайки в тоналитах представляет собой мелкозернистый биотит-плагиоклазовый гнейсо-диорит с лепидогранобластовой структурой; состоит из измененного плагиоклаза № 25–30 (60–65 %), зеленовато-бурого биотита (15–25 %), эпидота, хлорита и рудного минерала. Андезиты содержат 60,3 % SiO_2 ,

16,9 % Al_2O_3 , имеют $\text{mg}\# = 0,44$, характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 15$, отрицательными аномалиями Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,73$), Nb ($\text{Nb}/\text{La} = 0,18$), Ti и по составу не отличаются от андезитов силлов и даек в метавулканитах пояса (рис.1). Возраст андезитов из дайки в породах фундамента определен равным 2919 ± 14 млн лет (Арестова Н.А. и др., 2012). В дайках в толще вулканитов циркон очень изменен. Наименее измененное зерно дает близконкордантный возраст ~ 2900 млн лет, что соответствует возрасту андезитов из даек в тоналитах. TDM Nd для андезитов даек составляет 3090 млн лет. $\epsilon\text{Nd}_{(2920)} = 0 \pm 1$. Источником андезитового расплава должна быть порода основного состава, содержащая амфибол, на что указывает отрицательные европиевая и необиевая аномалии. Такими породами могли быть амфиболизированные базальты, аналогичные базальтам зеленокаменного пояса.

Дайки высокомагнезиальных габбро и диоритов секут трондьемиты фундамента и секутся и жилами микроклиновых гранитов. Породы даек сохраняют реликты магматической габбро-офитовой структуры, сложены плагиоклазом № 5–10, бледно-зелёной роговой обманкой с пойкилитовыми включениями рудного минерала, биотитом, хлоритом, замещающим амфибол эпидотом, сфеном и апатитом. Магнезиальные габбро и диориты содержат 47–52 и 58–60,3 % SiO_2 , 12 и 9–10 % Al_2O_3 , имеют $\text{mg}\# = 0,68$ и 0,73–75, высокие концентрации Cr (900 и 1450) Ni (225 и 338 г/т) соответственно. Габбро и диориты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5\text{--}7$, отрицательными аномалиями Nb ($\text{Nb}/\text{La} = 0,3$) (рис. 1). Образование исходных расплавов высокомагнезиальных габбро и диоритов возможно при плавлении реститовой гарцбургитовой мантии, о чём свидетельствует высокая $\text{mg}\#$. Обогащённость легкими РЗЭ расплава, вероятно, обусловлена взаимодействием источника плавления с флюидом, обогащённым ЛРЗЭ, на что указывает спектр распределения РЗЭ и наличие в породе отрицательной аномалии Nb.

С целью уточнения последовательности геологических событий на участке развития пород комплекса основания проведено изучение цирконов высокомагнезиальных диоритов и их датирование с помощью современных локальных изотопно-геохронологических методов исследования единичных зерен циркона в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP-II.

Циркон в диоритах представлен двумя типами зёрен: 1 – обломки идиоморфных кристаллов размером около $50\text{--}70 \times 30\text{--}40$ мкм, коричнево-бурые, сильно трещиноватые, мутные, часто зональные; 2 – удлинённые прозрачные идиоморфные кристаллы с осцилляторной зональностью размером 60×20 мкм светло-розового цвета. Измерены цирконы обоих морфологических типов. Содержания U в зёрнах варьирует от 102 до 420 мкг/г, Th – от 66 до 450 мкг/г, $\text{Th}/\text{U} = 0,67\text{--}1,19$.

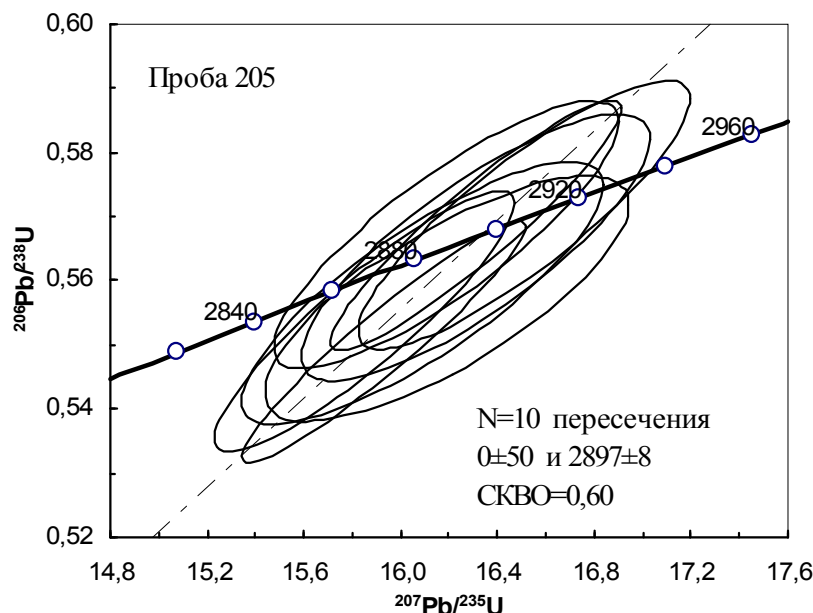


Рис. 2. Дискордия, построенная для высокомагнезиальных диоритов дайки в породах комплекса основания (Кучеровский Г.А. и др., 2012)

Полученные результаты позволяют оценить последовательность формирования архейских дайковых комплексов в породах фундамента и смежного зеленокаменного пояса и имеют принципиальное значение для реконструкции геодинамики этой части Балтийского щита в архее.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00678 и ОНЗ РАН № 4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Ред. К.О. Кратца. М.–Л.: Наука, 1978. 262 с.
2. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67–73.
3. Кучеровский Г.А., Н.А. Арестова, Л.В. Матвеева, В.П. Чекулаев, Е.Н. Лепёхина. Геология, петрология и возраст архейских мафитовых даек в районе Палой Ламбы // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы конференции памяти Г.М. Саранчиной и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга. СПбГУ. 2012 (в печати).

Sm-Nd ВОЗРАСТ ГРАНАТИТОВ В САЛМИНСКИХ ЭКЛОГИТАХ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Мельник А.Е.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, meliks1@yandex.ru

В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) проявления различного масштаба гранатизации эклогитовых тел в виде линейных полос, вплоть до появления гранатита с содержанием граната до 50 % и больше, были установлены в салминских эклогитах в северо-западной части БПП. На опорном участке салминских эклогитов, в карьере месторождения Куру-Ваара, было детально изучено тело массивных эклогитов (обр. 46) размером до 10 м в поперечнике, которое залегает в мигматизированных тоналит-трондьемитовых гнейсах, пронизанных многочисленными жилами керамических пегматитов (Скублов, Березин, Мельник, 2011). На контакте с вмещающими гнейсами эклогиты сильно амфиболлизированы с образованием каймы гранатового амфиболита (обр. 50) мощностью 1–2 м. Прослой гранатита мощностью до 60 см (обр. 48) находится между амфиболитовой каймой и эклогитом.

Гранатит (обр. 48) образован порфирообластами размером около 1 мм граната (до 50 %), в межзерновом пространстве которых наблюдается буро-зеленый амфибол – 20 %, плагиоклаз (андезин) – 14 %, 5 % рутила и рудного минерала. В гранате из гранатита, по сравнению с эклогитовым (обр. 46), наблюдается повышенное количество пойкилитовых включений, среди которых преобладает кварц (до 10 % от объема всей породы), присутствуют бурая роговая обманка, рутил, единичные зерна моноклинного пироксена и биотита.

Гранатит (обр. 48) и эклогит (обр. 46), расположенные в пределах одного тела, значительно различаются по химическому составу. Гранатит отличается от эклогита повышением содержанием FeO* (18.0 и 12.1 мас. %, соответственно), TiO₂ (1.38 и 0.43 мас. %), и снижением MgO (12.1 и 6.1 мас. %), CaO (13.4 и 11.1 мас. %). Гранатит, по сравнению с эклогитом, значительно обогащен V (в 6 раз) и обеднен на порядок Ni, Cr, Ba. Примерно в два раза в гранатите выше содержание Y, Zr, Hf, Th, REE.

Отличие по главным и редким элементам закономерно проявлено и в сквозных для гранатита и эклогита минералах. Гранат из гранатита отличается от эклогитового повышенным содержанием Fe, Ca, HREE, Y, V и пониженным – Mg и Cr (Скублов, Березин, Мельник, 2011), амфибол и моноклинный пироксен – повышенными железистостью и содержанием Ti и V, рутил – повышенным содержанием V, Zr, Hf и пониженным содержанием Cr и Nb. Контрастность химического состава гранатита и эклогита не приводит к качественному изменению минеральной ассоциации при трансформации эклогита в гранатит, а отражается в составе как породообразующих, так и акцессорных минералов.

Анализ Sm-Nd системы породы и минералов производился методом изотопного разбавления на масс-спектрометре TRITON (ИГД РАН). С целью избирательного растворения возможных включений, имеющих низкое отношение Sm/Nd, для монофракции граната применялся метод сернокислотного выщелачивания, включающий в себя обработку, истертых в агатовой ступке кристаллов граната, в течение 24 часов, концентрированной H₂SO₄ при температуре 180°C (Anczkiewicz, Thirlwall, 2003). Использование такой обработки позволило значительно увеличить диапазон вариации отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и, следовательно, точность датирования.

Датирование эклогита (обр. 46) Sm-Nd методом с применением процедуры сернокислотного выщелачивания граната позволило получить изохронное значение возраста 1897±16 млн лет (рис. 1а), совпадающее в пределах погрешности с возрастом эклогита по циркону (Скублов, Березин, Мельник, 2011) и Lu-Hf методом по гранату (Хервартц и др., 2012). Это значение более чем на 100 млн лет древнее, чем предыдущее определение, но без процедуры обработки граната (Скублов и др., 2010). С ним совпадает определение возраста для гранатита (обр. 48) по двухточечной Sm-Nd изохроне 1887 ± 19 млн лет, выполненное по породе в целом и гранату без удаления включений с помощью кислоты (рис. 1б). Однако сернокислотная обработка граната приводит к существенно более молодому значению Sm-Nd возраста, равному 1839 ± 11 млн лет (рис. 1в). Это значение идентично конкордантному возрасту образования циркона из жил керамических пегматитов, самых молодых для эклогитсодержащего комплекса пород (1841 ± 12 млн лет), и может рассматриваться как возраст образования гранатита.

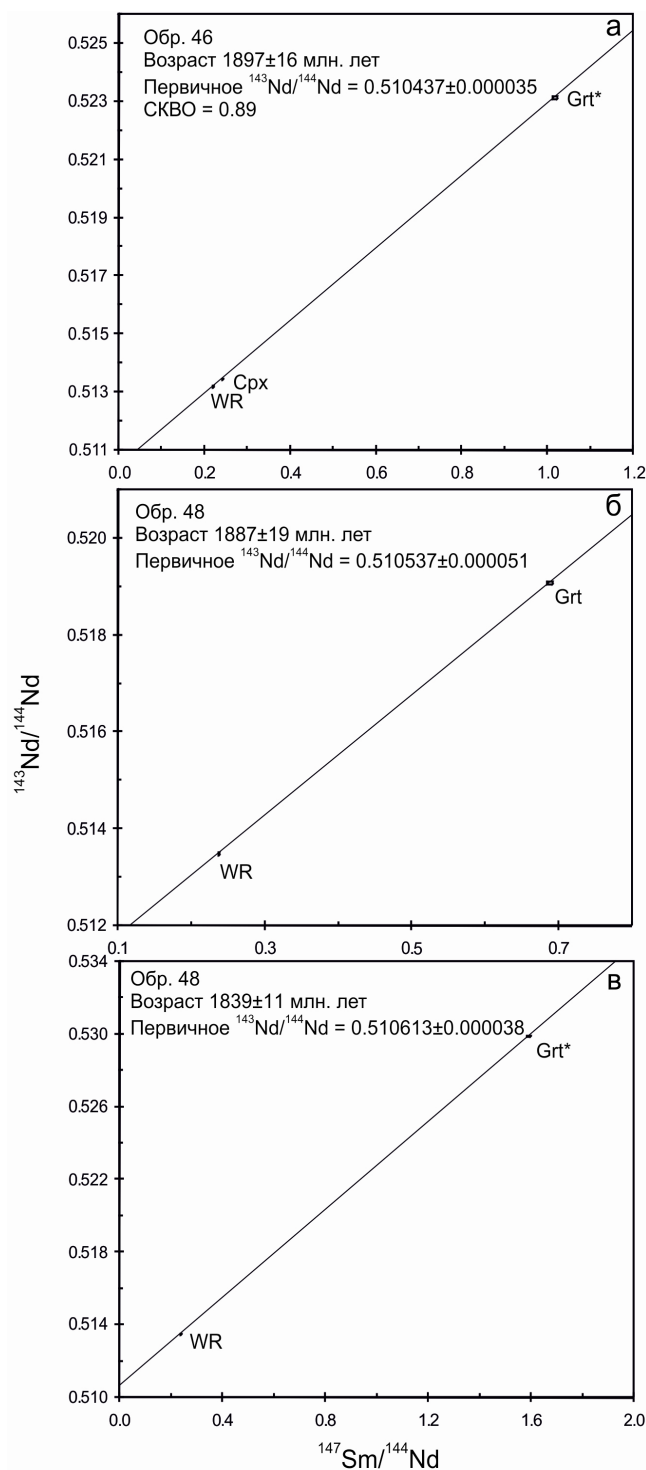


Рис. 1. Sm-Nd изохроны:

а – изохрона для эклогита (обр. 46), являющегося протолитом для гранатита; б, в – двухточечные Sm-Nd изохроны для гранатита (обр. 48). Grt* – гранат после процедуры сернокислотного выщелачивания, Grt – гранат без проведения сернокислотного выщелачивания, Cpx – моноклинный пироксен, WR – порода в целом. Размер символов соответствует погрешности 2σ .

Таким образом, формирование гранатита произошло одновременно с внедрением пегматитовых жил около 1840 млн лет назад и сопровождалось метасоматическим привнесом REE, Y, Zr, Hf, Th, V, зафиксированным изменением состава пород и сосуществующих минералов. Sm-Nd гранатовая геохронометрия с проведением сернокислотного выщелачивания граната позволяет определить возраст образования гранатита.

Автор благодарит А.В. Березина, Е.С. Богомолова, В.Ф. Гусеву (ИГТД РАН) за помощь в проведении исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б. и др. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование салминских эклогитов // ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 802–806.
2. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 493–519.
3. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые данные Lu-Hf гранатовой геохронологии эклогитов Беломорского подвижного пояса // ДАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.
4. Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of the Sm-Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching – a simple solution to phosphate inclusions problem // Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures. Eds. Vance D., Muller W., Villa I.M. London, Spec. Publ., 2003. 220. P. 83–91.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФИДНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕДОРОВА ТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Митрофанов А.Ф.¹, Когарко Л.Н.², Аносова М.О.³, Костицын Ю.А.⁴

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ¹mit-alex@ya.ru, ²kogarko@geokhi.ru,
³masha_anosova@mail.ru, ⁴kostitsyn@geokhi.ru

Федоровотундровское месторождение цветных и благородных металлов приурочено к самой западной части мафит-ультрамафитового расслоенного Федорово-Панского массива. Массив представляет собой вытянутый (более 80 км) и узкий (3–6 км) горный кряж, имеющий северо-западное простирание. Интрузия залегает в зоне северного контакта вулканогенно-осадочных пород Имандра-Варзугской палеопротерозойской палеорифтогенной структуры, представленных зеленокаменными образованиями рижгубской и сейдоречевской свит и образований докембрийского фундамента, представленных более молодыми щелочными гранитами и древними (мезоархейскими) плагиогнейсо-гранитами (Баянова, 2004; Митрофанов и др., 2004).

Федоровотундровский расслоенный массив является западным блоком Федорово-Панского массива и на 90 % сложен основными породами – от норитов до габбро, ультраосновные породы встречаются достаточно редко. В его пределах с запада на восток выделяются следующие перспективные на платинометалльную минерализацию участки: Аленка, Большой Ихтегипахк и Пахкварака.

Сульфидная Cu-Ni минерализация является наиболее распространенной в пределах месторождения. Сульфидная минерализация представлена тремя минеральными типами: пирротиновым, пирротин-халькопиритовым и пентландит-халькопирит-пирротиновым и тяготеет к породам зоны такситовых габбро-норитов и к прилегающим к ней участкам норитовой и эндоконтактовой плагиоамфиболитовой зон; общая мощность минерализованных пород колеблется от 80 до 200 м. Благороднометалльная минерализация тесно связана с сульфидной медно-никелевой, тяготея преимущественно к ее пентландит-халькопирит-пирротиновому минеральному типу, хотя в единичных случаях повышенные содержания ЭПГ отмечались в бессульфидных породах.

Помимо пентландита, главными концентраторами ЭПГ в рудах месторождения являются их собственные минералы. В составе оруденения установлено 29 минеральных видов ЭПГ и золота, а также 8 фаз ЭПГ, не имеющих пока статуса самостоятельных минералов. Все они диагностированы на основании изучения их химических составов при электроно-микроскопических исследованиях аншлифов в Геологическом Институте КНЦ РАН. Главными концентраторами палладия в составе руд наряду с пентландитом являются котульскит, меренскиит, бреггит, стиллуотерит, висоцкит и соболевскит; платины – бреггит, мончеит, висоцкит, меренскиит и сперилит; золота – золото-серебряные сплавы (Балабонин и др., 1998).

В рамках настоящей работы были отобраны три образца из различных участков месторождения: образец BGF-237-132 из оливинсодержащих габбро-норитов участка Большой Ихтегипахк; образцы BGF-487-50.5 и BGF-495-76.5 из габбро-норитов участка Пахкварака.

Впервые с помощью микрозонда CAMECA 100 и масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой были исследованы сульфидные минералы: пирротин (только в образцах BGF-487-50.5 и BGF-495-76.5), халькопирит и пентландит (во всех образцах).

Всего было проведено 54 микрозондовых анализа и 56 масс-спектрометрических исследования с индуктивно связанной плазмой. На микрозонде определялись концентрации Fe, Cu, Ni, S; масс-спектрометрическим методом – Cr, Co, As, Se, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, Sb, Re, Os, Ir, Pt, Au, Tl, Pb, Bi.

В результате проведенных исследований оказалось возможным проанализировать распределение всех элементов в каждом из минеральных типов, рассчитать соответствующие коэффициенты сокристаллизации, планируются расчеты значений фугитивности кислорода и серы.

Результаты проведенных усредненных анализов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Результаты проведенных микрозондовых и масс-спектрометрических анализов для усредненных минеральных фаз.

Полученные данные												
Минерал	Образец	Всего точек	Ni, %	Cu, %	Cr, ppm	Co, ppm	As, ppm	Se, ppm	Ru, ppm	Rh, ppm	Pd, ppm	Ag, ppm
Пентландит	237/132.0	8	32.87	—	9.20	9370	0.43	140.0	0.66	2.09	551.7	2.03
Халькопирит	237/132.0	6	0.01	33.95	2.79	47	0.33	178.0	0.18	6.80	18.8	3.21
Пентландит	487/50.5	10	35.98	—	2.32	8395	0.35	98.7	0.82	3.84	442.1	0.30
Пирротин	487/50.5	8	0.75	0.005	128.62	4388	1.61	134.8	0.60	2.38	387.7	0.57
Халькопирит	487/50.5	5	0.01	33.91	—	—	0.63	98.3	0.17	8.80	17.7	0.35
Пентландит	495/76.5	10	33.75	—	2.08	10237	0.42	117.8	0.83	0.24	1191.6	0.53
Пирротин	495/76.5	9	0.41	0.01	5.64	95	—	131.7	0.20	0.10	2.0	1.03
Халькопирит	495/76.5	8	0.03	33.71	2.64	80	0.66	141.8	0.20	11.10	38.0	143.93
Минерал	Образец	Всего точек	Cd, ppm	Sb, ppm	Re, ppm	Os, ppm	Ir, ppm	Pt, ppm	Au, ppm	Tl, ppm	Pb, ppm	Bi, ppm
Пентландит	237/132.0	8	—	0.071	—	0.090	0.116	0.468	0.013	0.321	3.54	0.066
Халькопирит	237/132.0	6	14.02	0.139	0.025	0.055	0.259	0.010	0.029	—	5.75	—
Пентландит	487/50.5	10	—	0.095	0.048	0.209	0.582	0.091	—	0.147	0.68	0.024
Пирротин	487/50.5	8	—	0.068	0.050	0.253	0.717	0.181	0.009	0.748	1.31	0.028
Халькопирит	487/50.5	5	4.60	0.137	—	—	0.003	—	—	—	1.48	—
Пентландит	495/76.5	10	—	0.099	—	0.095	0.152	1.343	0.009	0.382	0.62	0.049
Пирротин	495/76.5	9	—	0.113	0.027	0.113	0.254	0.167	0.007	0.030	0.89	0.245
Халькопирит	495/76.5	8	4.49	—	0.042	0.024	0.011	0.060	0.023	0.302	1.79	0.090

В таблице 2 приведены результаты расчета коэффициентов сокристаллизации для всех компонентов.

Таблица 2. Результаты расчетов коэффициентов сокристаллизации для основных минеральных фаз.

Расчет коэффициентов сокристаллизации										
Образец	Ni	Cu	Cr	Co	As	Se	Ru	Rh	Pd	Ag
Пентландит-халькопирит										
237/132.0	2818	—	3.3	197.7	1.3	0.79	3.75	0.31	29.3	0.63
487/50.5	2998	—	—	—	0.6	1.00	4.98	0.44	25.0	0.86
495/76.5	1080	—	0.8	127.5	0.6	0.83	4.22	0.02	31.3	0.004
Пирротин-халькопирит										
487/50.5	63	—	—	—	2.6	1.37	3.64	0.27	21.9	1.65
495/76.5	13	—	2.1	1.2	—	0.93	1.03	0.01	0.05	0.007
Пирротин-пентландит										
487/50.5	0.02	—	55.4	0.52	4.6	1.37	0.73	0.62	0.88	1.92
495/76.5	0.01	10	2.7	0.009	—	1.12	0.24	0.41	0.002	1.96
Образец	Cd	Sb	Re	Os	Ir	Pt	Au	Tl	Pb	Bi
Пентландит-халькопирит										
237/132.0	—	0.51	—	1.63	0.45	47.2	0.45	—	0.62	—
487/50.5	—	0.69	—	—	215.5	—	—	—	0.46	—
495/76.5	—	—	—	3.95	13.9	22.2	0.40	1.27	0.34	0.54
Пирротин-халькопирит										
487/50.5	—	0.50	—	—	265.5	—	—	—	0.88	—
495/76.5	—	—	0.65	4.68	23.1	2.76	0.29	0.10	0.50	2.70
Пирротин-пентландит										
487/50.5	—	0.72	1.04	1.21	1.23	1.98	—	5.08	1.92	1.18
495/76.5	—	1.14	—	1.18	1.67	0.12	0.72	0.08	1.44	4.97

На основании результатов проведенных исследований можно сделать некоторые выводы относительно распределения различных компонентов по отношению к основным минеральным фазам.

В частности, можно отметить, что наиболее значимые концентрации хрома наблюдаются в пирротине, в то время как кобальт тяготеет преимущественно к пентландиту, в распределении мышьяка не выявлено каких-либо значимых закономерностей, селен, серебро, свинец и висмут чаще входят в состав пирротина. К пентландиту также тяготеют почти все ЭПГ (рутений, родий, палладий, платина), кроме иридия, чаще входящего в состав пирротина. Золото достаточно равномерно распределяется между всеми минеральными типами, равно как рений и сурьма. Таллий представлен единичными измерениями и в некоторых случаях тяготеет к пирротину.

Таким образом, в результате проведенных исследований оказалось возможным изучение распределения полезных компонентов в основных сульфидных минералах месторождения Федорова Тундра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабонин, Н.Л. Формы нахождения и баланс распределения благородных металлов в рудах Федорова-Панской интрузии (Кольский полуостров) /Субботин В.В., Скиба В.И., Войтеховский Ю.А., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А. //Обогащение руд. 1998. № 6. С. 24–30.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004.
3. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В., «Федорова-панская расслоенная мафическая интрузия: геология и платинометальное оруденение», изд. КНЦ РАН, Апатиты, 2004.

ИЗОТОПНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД КОМПЛЕКСА TTG ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ниткина Е.А.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, nitkina@geoksc.apatity.ru

Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры, на всех региональных геологических картах имеют название тоналит-трондjemит-гнейсового комплекса – TTG (Митрофанов, 2001). Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов (Митрофанов, 2001), в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к “омоложению” возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3,0 млрд лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много (Кожевников и др., 2010; Вревский и др., 2010), что, по мнению акад. Ф.П. Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея (Батиева и Бельков, 1968; Козлов и др., 2006; Харитонов, 1966), которые представляют собой комплекс основания. В ранее проведенных исследованиях (Батиева и Бельков, 1968; Докембрийская ..., 1992; Загородный и Радченко, 1978; Козлов и др., 2006; Объяснительная записка..., 1994) в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты и пегматиты (Бельков и др., 1971).

Предварительное изотопное U-Pb датирование проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Химический состав пород приведен в таблице (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав гнейсов Ингозерского блока.

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Н-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
Н-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
Н-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное.

Анализ циркона из данной пробы был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149 ± 46 млн лет, СКВО = 0.034 (рис. 1а).

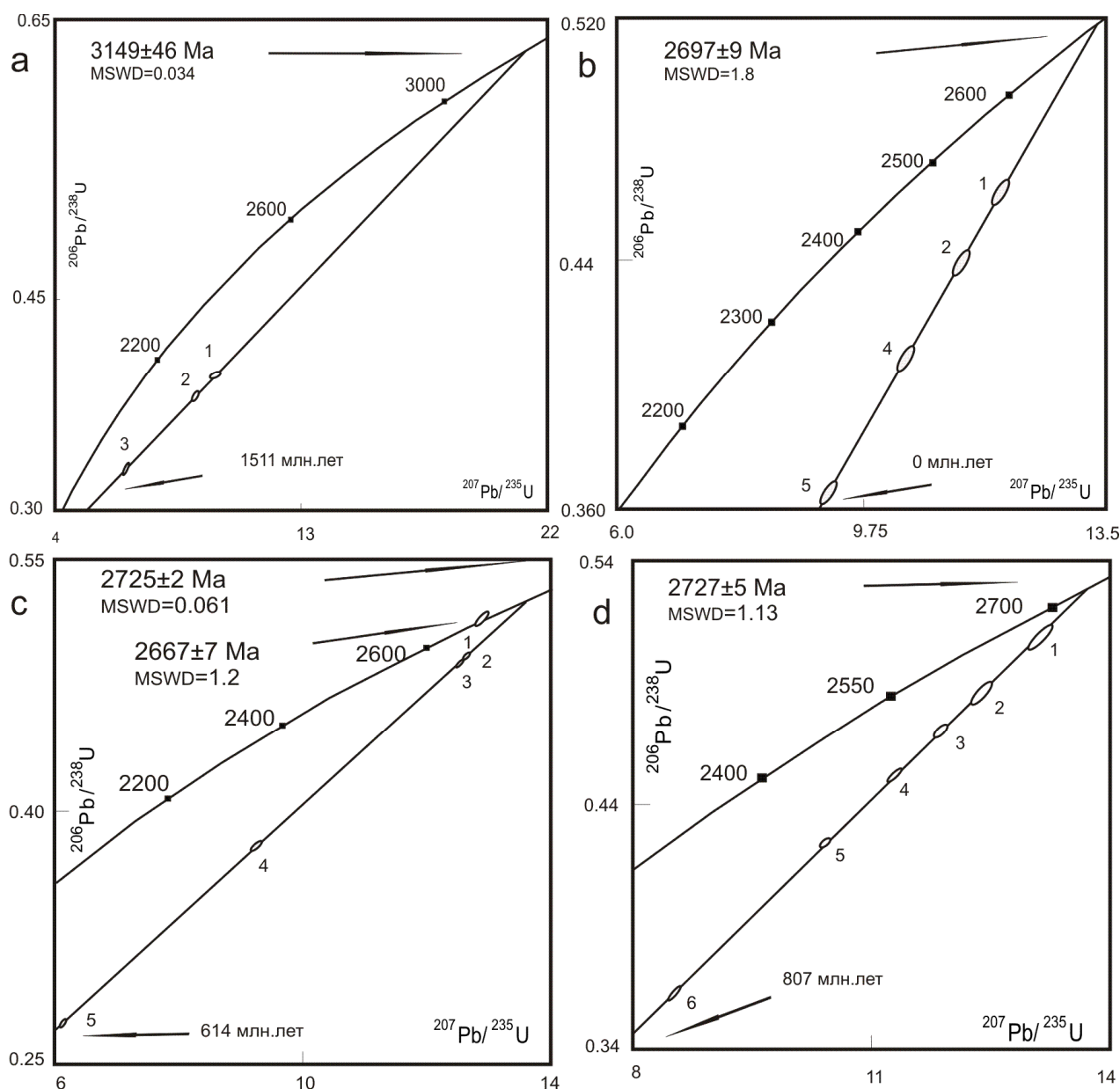


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией:

а – для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (по единичным цирконам); б – для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (классическим методом); в – для циркона из амфибол-биотитового гнейса Н-10-0; г – для циркона из биотит-амфиболового гнейса Н-10-08.

Из пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции $-0,075$ мм навеска – все цирконы фракции (№ 1); из фракции $+0,15$ мм –

тёмно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№ 2); из фракции от $-0,15$ до $+0,1$ мм – тёмно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№ 3); из фракции от $-0,1$ до $+0,075$ мм – все типы, представленные во фракции (№ 4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697 ± 9 млн лет, СКВО=1.8 (рис. 1б).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов Н-10-07. Из пробы отобраны пять популяций циркона для изотопного U-Pb датирования, как классическим методом, так и методом датирования единичных цирконов.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения тёмно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая – тёмно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа; четвертая – тёмно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения тёмно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика.

На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667 ± 7 млн лет, СКВО = 1,2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725 ± 2 млн лет, СКВО = 0,061 (рис. 1в).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы отобраны шесть популяций циркона, представленных следующими типами: (№ 1) – первый этап двустадийного растворения тёмно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона призматического облика; (№ 2) – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; (№ 3) – тёмно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового-цирконового типа; (№ 4) – коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№ 5) – коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№ 6) – бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа.

На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727 ± 5 млн лет, СКВО=1.13 (рис. 1г).

Выводы: Время проявления процессов метаморфизма составляет для биотитовых гнейсов – 2697 ± 9 млн лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725 ± 2 и 2667 ± 7 млн лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727 ± 5 млн лет. Наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн, установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов.

Автор благодарен акад. РАН Митрофанову Ф.П. и д.г.-м.н. Баяновой Т.Б. за консультации при подготовке публикации.

Работа поддержана РФФИ 11-05-00817, 11-05-00570.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л. 1968. С. 5–143.
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. С. 141–150.
3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 с.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. С. 3–12.
5. Кожеевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. Хадей-Архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона. // ДАН. 2010. Т. 431. № 1. С. 85–90.
6. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
7. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. Полихронность источников и изотопный возраст вулканогенного комплекса (Арваренская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377–381.
8. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера. 2001. № 1. С. 5–14.
9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.:Недра. 1966.

ПОЛИМЕРНЫЕ КОМПОЗИЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ С НАНОРАЗМЕРНЫМ ШУНГИТОВЫМ НАПОЛНИТЕЛЕМ

Рожков С.С.¹, Панов Н.Г.²

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, rozhkovserg@igkrc.ru

² Петрозаводский государственный университет

Введение.

Углеродные наполнители широко используются при создании многофункциональных композиционных материалов, работающих в условиях агрессивных сред и высоких температур. Применение шунгитового наполнителя (ШН) позволяет расширить спектр используемых полимерных матриц и области применения углеродных наполнителей благодаря влиянию ШН на процесс переработки композиционных материалов. Интерес к ШН вызван наличием в его составе некристаллического углерода и диоксида кремния – двух компонентов, по химической природе близких наиболее востребованным наполнителям: техническому углероду и белой саже; а также способностью вводиться практически во все полярные и неполярные полимеры (Rozhkova, 2002).

Ранее шунгитовый наполнитель со средним размером частиц 0.5–10 мкм и удельной поверхностью 22–45 м²/г вводили в полимерные связующие различных типов. В частности, были получены шунгитонаполненные антифрикционные антистатические полимерные композиции на основе высокомолекулярного полиэтилена для условий мокрого трения (А.с.1637292, 1988). В композициях фторопласта с ШН добились увеличения электропроводности и уменьшения порога протекания (Рожкова, Калинин, 1990). В композициях на основе фенолформальдегидной смолы с ШН получено снижение абляции связующего, повышение термостойкости (Rozhkova, 1999). При введении ШН были улучшены технологические свойства резин: снижение вязкости, повышение пластичности, улучшение динамических характеристик (Rozhkova, 2002).

Были проведены исследования структуры и свойств композиционных материалов, полученных на основе ШН и различных термопластичных матриц: полипропилен (ПП), смесь полипропилен-полиэтилен (ПП-ПЭ). Обнаружена взаимосвязь физико-механических (модуль упругости, предел текучести) и электрофизических (электропроводность на постоянном и переменном токе) параметров композиций ПП-ШН и ПП-ПЭ-ШН с изменениями структурной организации полимерной матрицы (размеры сферолитов, степень кристалличности) при изменении объемной доли вводимого наполнителя (Тимофеева и др., 2006; Рожков и др., 2007). Однако уже при введении малых количеств ШН происходило хрупкое разрушение образцов ПП-ШН и ПП-ПЭ-ШН. Кроме того, было трудно добиться однородности распределения частиц наполнителя в полимерной матрице из-за агрегации частиц.

Отличие минеральных составляющих высокоуглеродистых шунгитовых пород разрабатываемых месторождений скрывает структурную идентичность углерода шунгитов, при этом применение для переработки пород традиционных технологий приводит к слабой воспроизводимости характеристик композиций и зависимости свойств ШН от способа получения и условий хранения сырья. Анализ современного состояния проблемы показывает, что создание новых типов полимерных композиционных материалов с использованием традиционных приемов наполнения полимерных матриц различного рода дисперсными наполнителями (частицы микронного и субмикронного уровня дисперсности, непрерывные и рубленые волокна и т.п.) в значительной степени исчерпало себя в плане достижения нового уровня эксплуатационных свойств и характеристик материалов.

Новые прорывные решения могут быть достигнуты только на пути использования принципов нанотехнологий, т.е. при переходе к нанодисперсному распределению компонентов и контролю структуры ШН на наноуровне (от 1 до 100 нм). К настоящему времени установлена двухуровневая структурная организация шунгитового углерода, в основе которой лежит базовый структурный элемент (изогнутый графеновый фрагмент) размером менее 1 нм, и определены условия стабилизации нанокластеров шунгитового углерода (Рожкова, 2011).

Опираясь на эти факты, был разработан способ получения наноразмерного шунгитового наполнителя (НШН) со средним размером частиц менее 100 нм и удельной поверхностью более 100 м²/г. В основу получения НШН была положена задача разработки высокотехнологичного, экологически безопасного и экономичного способа переработки шунгита с широким диапазоном содержания углерода в сырье, позволяющего получить многофункциональный наноразмерный наполнитель со стабильными во времени свойствами для широкого спектра полимерных композиционных материалов (Патент № 2448899, 2012).

Целью данной работы является исследование влияния НШН на структуру и свойства ПП в сравнении с исходным ШН, а также на физико-механические и водостойкие свойства композиций для производства древесностружечных плит на основе карбамидоформальдегидной смолы и древесной стружки.

Объекты и методы исследования.

Характеристики НШН: содержание углерода 39 мас. %, размер частиц 100 нм; удельная поверхность более $100 \text{ м}^2/\text{г}$; плотность $2.26 \text{ г}/\text{см}^3$. Для приготовления композиций использовали изотактический ПП с показателем текучести расплава $1.7 \text{ г}/10 \text{ мин}$ (нагрузка 2.1 кг , температура 190°C). Плотность ПП составляла $0.9 \text{ г}/\text{см}^3$. Композиции получали смешением в расплаве в смесителе типа «Брабендер» при температуре 180°C . Объемное содержание шунгитового наполнителя в композициях варьировали от 5 до 30 об. %.

Для получения АСМ-изображений композиций ПП-НШН использовали сканирующий зондовый микроскоп Solver P47 (производство NT-MDT, г. Зеленоград). Измерения деформационно-прочностных показателей композиций ПП-НШН проводили с помощью универсальной испытательной машины «Инстрон 1122» фирмы «INSTRON Ltd» (Англия).

Композиции для древесностружечных плит, состоящие из связующего и стружки были изготовлены в лаборатории кафедры технологии древесных плит и пластиков Московского государственного университета леса. Применялась стружка фракции 3/0, содержащая 60 масс. % хвойных и 40 масс. % лиственных пород. Влажность стружки составляла $W=4 \%$.

Связующее готовили на основе следующих компонентов: водный раствор карбамидоформальдегидной смолы (КФС) марки КФ-НФП концентрацией 66 %; хлорид аммония в виде водного раствора концентрацией 20 %. Содержание связующего составляло 13 масс. % от стружки, количество НШН (Φ) варьировалось в пределах 0–20 масс. % от водного раствора КФС. Режимы прессования: $T_{\text{плит пресса}}=200^\circ\text{C}$, скорость прессования $\xi=0,35 \text{ мин}/\text{мм}$ и давление $P=2,5 \text{ МПа}$.

Полученные композиции были испытаны по ГОСТам на: прочность при статическом изгибе, прочность при растяжении, водостойкость, содержание свободного формальдегида.

Результаты и обсуждение.

В работе проведено сравнение структуры и физико-механических свойств композиций на основе ПП при введении ШН (средний размер частиц $0.5\text{--}10 \text{ мкм}$ и удельная поверхность $22\text{--}45 \text{ м}^2/\text{г}$) и нового НШН.

Установлена большая однородность формирующейся кристаллической фазы ПП в присутствии НШН на наноуровне (АСМ). С увеличением степени наполнения ПП при введении НШН на АСМ-изображениях топографии участков поверхности наблюдается уменьшение размера сферолитов до $100\text{--}200 \text{ нм}$ (при наполнении 30 об. %), что свидетельствует о повышении однородности композиции (рис. 1). При использовании исходного ШН наблюдалось уменьшение размера сферолитов от 80 (чистый ПП) до $2\text{--}10 \text{ мкм}$ (при наполнении 30 об. %) (Тимофеева и др., 2006).

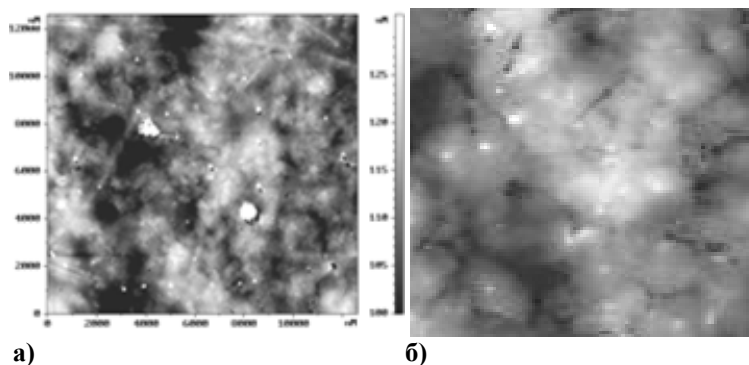


Рис. 1. АСМ-изображения участков поверхности $12 \times 12 \text{ мкм}$ композиций:

а) ПП-НШН, размер сферолитов $100\text{--}200 \text{ нм}$; б) ПП-ШН, размер сферолитов $2\text{--}10 \text{ мкм}$. Содержание наполнителя в ПП 30 об. %.

Главным результатом при введении НШН оказалось увеличение эластичности наполненного ПП. Так, при наполнении полипропилена НШН, концентрацией 5 и 10 об. %, эластичность образцов (относительное удлинение при разрыве) составляет 450 и 50 % соответственно, в то время, как уже при введении 5 об. % ШН происходит хрупкое разрушение (относительное удлинение при разрыве составляет 15 %). Этот факт подтверждает то, что при введении НШН происходит равномерное распределение наполнителя, и основную роль играют наночастицы. При этом сохраняются все основные физико-механические и технологические свойства шунгитонаполненного композиционного материала.

Новый наполнитель хорошо распределяется и в полярных связующих, что показано на примере композиций на основе карбамидоформальдегидной смолы и древесной стружки.

При введении НШН в КФС происходит значительное уменьшение показателей разбухания и водопоглощения композиций КФС-стружка, что говорит о повышении водостойкости данного материала. Такие

показатели можно объяснить высокой прочностью и низкой проницаемостью по воде пленки смола-наноуглерод, образующейся на поверхности при прессовании образцов. Из Рис. 2 видно, что максимальным показателям водостойкости соответствуют составы с концентрацией НШН 10 масс. %.

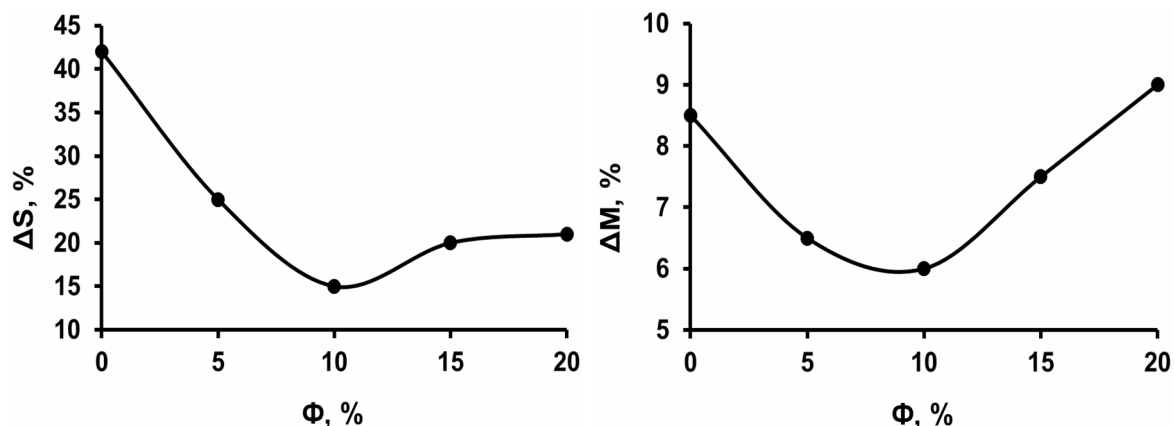


Рис. 2. Зависимости показателей разбухания по толщине (ΔS) и водопоглощения по массе (ΔM) композиций КФС-стружка от концентрации НШН.

Наблюдается значительный рост показателей прочности образцов композиций КФС-стружка при введении НШН. По сравнению с контролем прочность при статическом изгибе увеличилась на 41 %, а прочность при растяжении перпендикулярно плоскости прессования образца выросла на 104 % (рис. 3). Такие высокие показатели физико-механических свойств можно объяснить установленной ранее способностью шунгитового углерода образовывать трехмерную наноуглеродную сетку, приводящую к формированию более прочной структуры. Обе зависимости показателей прочности от концентрации наполнителя имеют максимум при одинаковой концентрации НШН 10 масс. %, что соответствует максимальной прочности образующейся наноразмерной сетки.

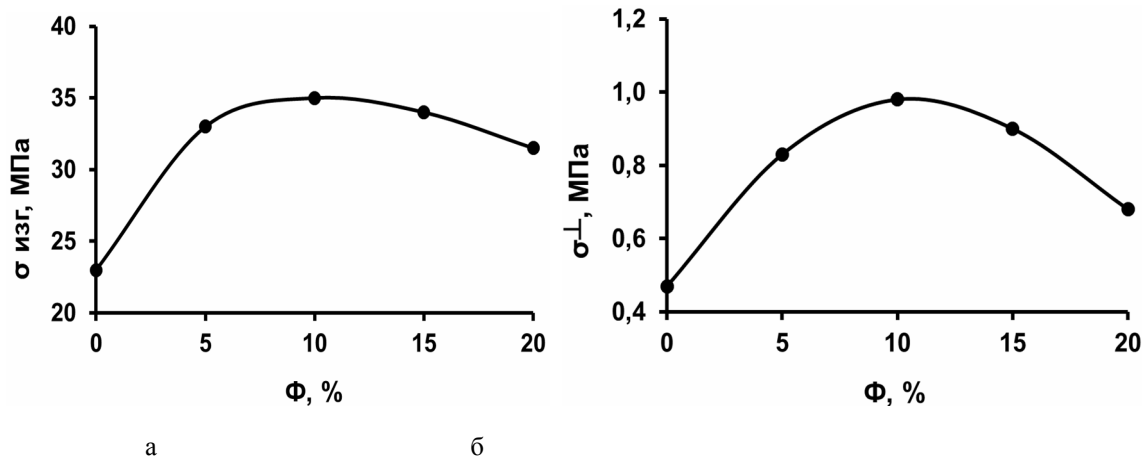


Рис. 3. Зависимости показателей прочности композиций КФС-стружка от концентрации НШН: а) на статический изгиб – ($\sigma_{изг}$); б) на растяжение перпендикулярно плоскости прессования образцов – (σ_{\perp}).

Также оказалось, что при введении НШН 10 мас. % в карбамидоформальдегидную смолу наблюдается существенное снижение содержания свободного формальдегида. Данный эффект растет с увеличением концентрации наночастиц и связан с химическим взаимодействием наноуглерода с формальдегидом.

Таким образом, введение НШН в ПП приводит к структурной однородности композиции на наноуровне. Экспериментально подтверждена высокая активность НШН, характеризующегося дифильностью свойств поверхности и способностью вводиться как в полярные, так и неполярные полимеры, что говорит о сохранении специфических свойств шунгитов, выделяющих их среди синтетических и природных углеродных материалов.

Работа поддержана грантом Минэкономразвития РК и программой Министерства образования и науки РФ «Ползуновские гранты».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. 1637292, МКИ5 C08L23/06, C08 K13/08, Состав для антистатического покрытия беговой поверхности лыж – СССР № 4162343/23-05(111339), 1988.
2. Рожков С.С., Кедрин Н.Ф., Тимофеева В.А., Чмутин И.А., Рывкина Н.Г., Соловьева А.Б. Электрические свойства шунгитосодержащих композиций на основе полипропилена и полиэтилена высокой плотности. // Журнал физической химии, 2007. Т. 81. № 11. С. 2077–2084.
3. Рожков С.С., Рожкова Н.Н. Патент на изобретение № 2448899 «Способ переработки шунгита», 2012.
4. Рожкова Н.Н., Калинин Ю.К. Роль единичного электрического контакта в электропроводности материалов на основе шунгитовых пород. // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990, С. 99–105.
5. Рожкова Н.Н. Нанополуграфит шунгитов. 2011а. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 100 с.
6. Тимофеева В.А., Соловьева А.Б., Ерина Н.А., Рожков С.С., Кедрин Н.Ф., Зархина Т.С., Нецадина Л.В., Рожкова Н.Н. Влияние шунгитового наполнителя на структуру и свойства полипропилена. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Выпуск 9. Петрозаводск, 2006, С. 145–155.
7. Rozhkova N.N., «Shungite Carbon Effect on Heat Destruction of Polymeric Matrixes,» 24th Biennial Conference on Carbon (CARBON'99), Charleston, South Carolina, USA, July 11–16, 1999. Extended Abstracts, P. 666–667.
8. Rozhkova N.N. Role of Fullerene-like Structures in the Reactivity of Shungite Carbon as Used in New Materials with Advanced Properties // Perspectives of Fullerene Nanotechnology. / Ed. E. Osawa. Dordrecht: Kluwer Academic Pub, 2002a. P. 237–251.

Геоэкология и мониторинг окружающей среды

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИН КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

Алексеева А.Н., Корсакова О.П.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Введение.

Седиментологические последовательности донных отложений в озерных котловинах на побережье формировались при деградации последнего ледника и после него по мере развития в депрессии Белого моря сначала приледникового пресноводного, а затем собственно морского бассейнов и сменивших их пресноводных континентальных водоемов. В результате в каждой озерной котловине, расположенной на побережье с различающимся тектоническим режимом и на разном удалении от современной береговой линии, образовалась последовательность осадков, фиксирующая параметры среды, которые отражают условия осадконакопления в зависимости от возраста такого континентального водоема. Было проведено геологическое описание, геохимический и диатомовый анализ донных отложений озёр из районов Энгозеро, Кузема, Чупа на Карельском берегу Белого моря (рис. 1) и расположенных на разных высотных отметках (рис. 2, 3). Используются также уже опубликованные ранее данные (Колька и др., 2005; Шелехова и др., 2011).

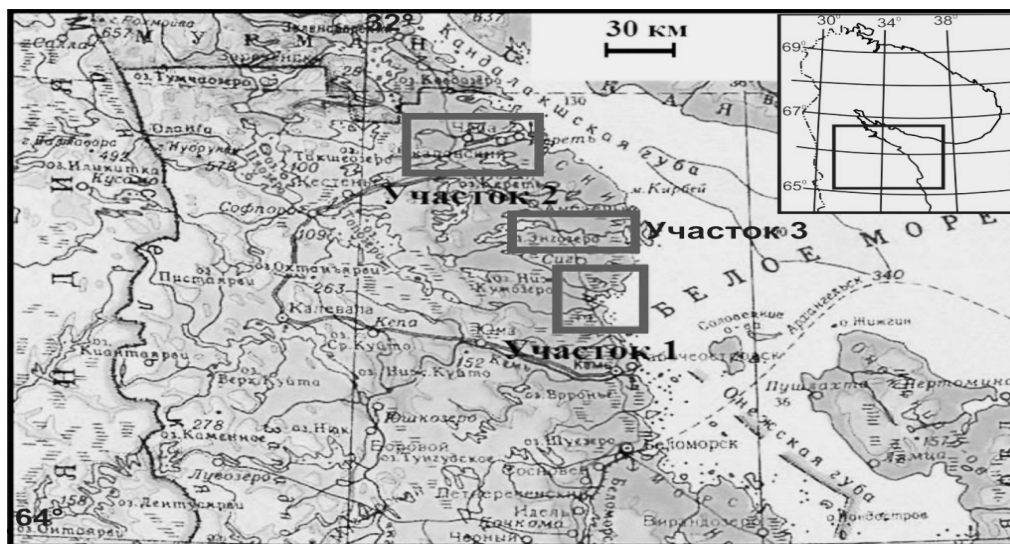


Рис. 1. Положение районов исследования (участки: 1 – Кузема, 2 – Чупа, 3 – Энгозеро)

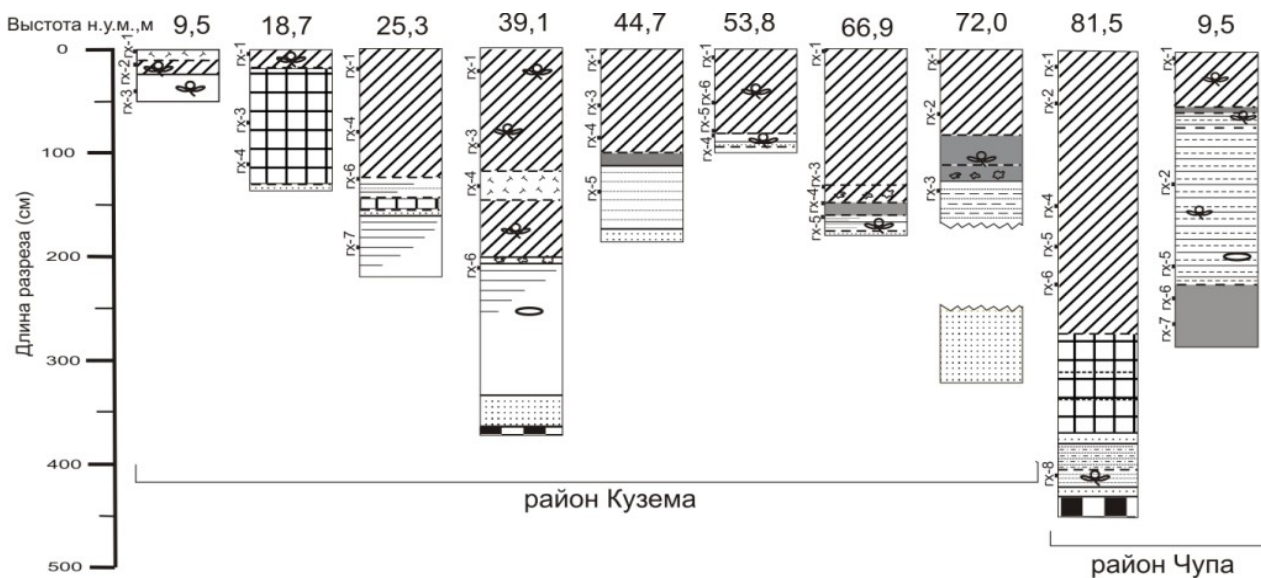
Полученные результаты.

В результате комплексного изучения кернов донных отложений по аналогии с ранее проводимыми исследованиями (Corner et al., 2001; Колька и др., 2005) была установлена фациальная принадлежность осадочных толщ: (1) осадки приледникового озера; (2) осадки переходной зоны от приледникового озера к морю; (3) морские осадки; (4) осадки переходной зоны от моря к пресноводному озеру; (5) осадки пресноводного континентального водоема.

Осадки приледникового озера (1) были вскрыты бурением в котловинах озёр с абсолютной отметкой уреза воды 81,5 н.у.м. в районе Чупа и 72,0 м н.у.м. в районе Кузема (рис. 3). В первом случае это серые неслоистые глина и алевроит с редкими зернами крупного песка и гравия, перекрытые тонкозернистым монотонным песком с примесью органики, во втором случае – это серый слоистый разномерный песок, перекрытый слоистыми глинами и алевроитом с зернами песка, гравия и гальки. В осадках определены единичные экземпляры пресноводных видов диатомовых водорослей *Aulacoseira islandica* и *Pinularia isostauron* (Колька и др., 2005).

Осадки переходной зоны от приледникового озера к морю (2) были установлены в этих же озерных котловинах с абс. отметками 81,5 н.у.м. 72,0 м н.у.м., а также в котловине оз. Малое Коржино (66,9 м н.у.м.) из района Кузема (рис. 1, 3). В районе Чупа это тонкозернистый слоистый песок и слоистый алевроит с органикой. В котловине озера с абс. отметкой уреза воды 72,0 м н.у.м. из района Кузема данная фация образована слоистыми глинами и алевроитом, в осадках оз. Малое Коржино – неслоистым мелкозернистым песком. Принадлежность осадков к переходной зоне установлена по данным диатомового анализа (Шелехова и др. 2011).

Условные обозначения: 1 – торф; 2 – гиттия неслоистая; гиттия алевритистая: 3 – слоистая, 4 – неслоистая; алеврит: 5 – слоистый, 6 – неотчетливо-слоистый, 7 – неслоистый, 8 – с песком; 9 – слоистый алеврит и песок с органическим материалом; 10 – песок; 11 – глина; 12 – зерна гравия; 13 – раковины и их обломки; 14 – макроостатки растений; 15 – кости рыбы; 16 – выраженные прослои органического материала; 17 – муаровые текстуры; 18 – градационный контакт; 19 – резкий контакт; 20 – зона нарушенной седиментации; 21 – место отбора геохимических проб.



Так в нижней части толщи осадков фации (2) в озере с абс. отметкой 72 м н.у.м. из района Кузема обнаружены преимущественно галофилы (до 60 %) с доминантами *Fragilaria virescense* var. *subsalina*, *Rhoicosphaenia curvata* и *Caloneis schröderi*. Вверх по разрезу отмечено резкое изменение видового состава диатомовых водорослей, когда более 80 % составляют солоноватоводные и морские виды, из которых 38–40 % – мезогалофы (*Mastogloia smithi*, *M. smithi* var. *lacustris* и др.) с единичными полигалофами (*Coscinodiscus radiatus*, *Diploneis bombus*) и до 45 % – галофилы (*Epithemia sorex*, *E. zebra* и др.). В этом случае происходило быстрое осолонение бассейна и верхняя часть описываемой толщи осадков фации (2), выделенной по литологическим признакам, накапливалась уже в условиях морского бассейна и ее следует отнести к морским осадкам фации (3). В осадках данной фации оз. М. Коржино (66,9 м н.у.м.) выявлены виды полигалофы и мезогалофы (30 %), галофилы (около 60 %), пресноводные индифференты и галофобы (10 %).

Осадки морской фации (3) вскрыты во всех озёрных котловинах (рис. 2, 3). Они представлены как минеральным (алевритом и песком разной зернистости), так и органическим материалом (дисперсная органика, раковины и их фрагменты, макроостатки водных растений, кости рыбы). Осадки имеют разные текстуры – неясно-слоистые, слоистые, муаровые. В них выявлены морские виды диатомовых водорослей: полигалобные (*Hyalodiscus scoticus*, *Grammatophora oceanica*, *G. angulosa*, *G. marina* и др.) и мезогалобные (*Cocconeis scutellum*, *Rhabdonema arcuatum* и др.) с преобладанием тех или других в разных озёрах. Отмечено также присутствие и галофильных видов (*Nitzschia angustata*, *Nitzschia denticula*, *Navicula radiosia*, *Fragilaria virescens* и др.). Названия таксонов уточнялись по определителям Крамера и Ланге-Берталота (Krammer, Lange-Bertalot, 1986–1991), а также по An Atlas of British Diatoms (1996).

Осадки переходной зоны от морских условий седиментации к пресноводным (фация 4) в виде переслаивания гиттии и алеврита, а также неслоистой, неяснослоистой гиттии или алевритистой гиттии также были установлены во всех изученных озерных котловинах (рис. 2, 3). В отложениях этой фации были выделены полигалобные (*Grammatophora macilenta* var. *nodulosa*, *Cocconeis stauroneiformis*, *Plagiogramma staurorophorum*), мезогалобные (*Rhabdonema adriaticum*, *Rhabdonema minutum*, *Hyalodiscus scoticus*, *Rhopalodia gibberia*) и галофильные виды (*Achnantes brevipes*, *Nitzschia compressa* var. *elongata*, *Anomoeneis sphaerophora*), содержание которых снижается вверх по разрезу. По опубликованным данным (Шелехова и др., 2011) среди полигалобных видов выделяются также *Hyalodiscus scoticus*, *Grammatophora oceanica* и др., среди мезогалобных – *Mastogloia elliptica*, *Mastogloia exiguа*, *Melosira moniliformis* и др., галофильных видов диатомей – *Fragilaria pinnata*, *Fragilaria pinnata* v. *lancetula*, *Navicula rhyncocephala* и др.

Осадки пресноводного континентального водоёма (фация 5), присутствующие во всех озёрных котловинах (рис. 2, 3), представлены слоистой или неслоистой гиттией от светло- до тёмно-коричневого цвета, в которой содержатся тонкие слойки органики, макроостатки растений. Иногда гиттия перекрыта торфом. Диатомовые сообщества фации (5) отличаются широким многообразием индифферентных видов: *Aulacoseira distans* var. *lacustris*, *Aulacoseira valida*, *Aulacoseira subarctica*, *Flagilaria capucina*, *Tetracyclis glans*, *Gomphonema acuminatum*, *Epithemia adnata*, *Diploneis finnica*, *Cymbella cistula* и др., а также галофобами: *Eunotia praeurupta* и *Eunotia triodon*. По опубликованным данным (Шелехова и др., 2011) в осадках доминируют диатомовые водоросли с господством индифферентов и галофобов из родов *Aulacoseira*, *Fragilaria*, *Tetracyclus*, *Amphora*, *Eunotia*, *Pinnularia*, *Navicula*, *Cymbella*, *Tabellaria*, но следует отметить присутствие (от 10 до 20 %) многих галофилов и единичных мезогалофов в пресноводных ассоциациях.

При геохимическом анализе донных отложений озерных котловин из всех трех изученных районов особое внимание уделялось анализу содержания аморфного кремнезёма, которое напрямую зависит от количества створок диатомовых водорослей в осадке. Кроме этого, оценивалось содержание и минерального кремнезёма, а также содержание CaO, так как избыток кальция способствует растворению диатомовых створок. От содержания кремния в воде зависит численность створок и толщина панцирей. Если его в воде недостаточно деление клеток прекращается, а толщина панциря становится меньше. Растворение кремния в воде происходит при наличии в ней кальция, но избыток его приводит к растворению створок. Судя по полученным данным, содержание кальция в колонках увеличивается вниз по разрезу, т.е. в морских осадках его больше, чем в пресноводных. По количеству кальция можно предположить, что в морских водоемах условия для сохранения диатомовых ухудшаются по сравнению с пресноводными. Кроме того, при изучении разрезов донных отложений установлено, что общее количество минеральных частиц, загрязняющих диатомовые отложения, и общее количество кремнезема велико в морских осадках по сравнению с озерными. По содержанию в осадках аморфного кремнезема были установлены диатомиты (озера с абсолютными отметками 44,7 м, 53,8 м, 66,9 м н.у.м. в районе Кузема (рис. 3), диатомовые сапропели (озера с абсолютными отметками: 9,5 м, 25,3 м, 39,1 м н.у.м. в районе Кузема (рис. 3) и сапропели (озера с абсолютными отметками 5,7 м, 14,0 м, 14,6 м н.у.м. в районе Энгозеро (рис. 2; озера с абсолютными отметками 9,5 м, 81,5 м н.у.м. в районе Чупа (рис. 3 и озера с абсолютными отметками 18,7 м, 72,0 м н.у.м. в районе Кузема (рис. 3).

Основные выводы.

1. В разрезах донных отложений в озерных котловинах Карельского берега Белого моря установлены следующие толщи разнофациальных осадков: 1. Осадки приледникового озера; 2. Осадки переходной зоны от приледникового озера к морю; 3. Морские осадки; 4. Осадки переходной зоны от моря к пресноводному озеру; 5. Осадки пресноводного континентального водоема.

2. Выполненные исследования таксономического состава диатомовых водорослей в изученных разрезах показывают, что условия осадконакопления в котловинах малых озёр менялись от пресноводных послеледниковое перигляциального озера через морские к современным пресноводным по мере регрессии береговой линии Белого моря.

3. С помощью химического анализа проб, отобранных на разной глубине, в изученных озерных котловинах районов Энгозеро, Кузема и Чупа были установлены диатомиты, диатомовые сапропели и сапропели. Также было установлено, что общее количество минеральных частиц, загрязняющих диатомовые отложения, общее

количество кремнезема выше в морских осадках. Кроме того, по количеству кальция можно предположить, что в морских водоемах условия для сохранения диатомовых ухудшаются по сравнению с пресноводными.

Авторы благодарят старшего научного сотрудника Института геологии КарНЦ РАН Шелехову Т.С., заведующего лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольку В.В., научного сотрудника ГИ КНЦ РАН Тимофееву М.Г., младшего научного сотрудника ГИ КНЦ РАН Толстоброва Д.С. и студентку АФ МГТУ Стешенко Е.Н.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (ред. Митрофанов Ф.П.). – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15–25.
2. Шелехова Т.С., Колька В.В., Корсакова О.П. Особенности диатомовых комплексов в донных отложениях малых озер Карельского берега Белого моря (район пос. Кузема) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). СПб, 2011. Т. 2 (I–II). С. 312–315.
3. An Atlas of British Diatoms (edited by P.A. Sims). Bristol: Biopress Ltd., 1996.
4. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change, 2001. Vol. 31. P. 153–175.
5. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. In 4 Teil. – Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986–1991.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ВОЗДЕЙСТВИЯ НЕФТЕПЕРЕРАБАТЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ НА КОМПОНЕНТЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПРИ ВНЕДРЕНИИ ТЕХНОЛОГИИ ГЛУБОКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ НЕФТИ

Анциферова Т.А.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», tanya.antsiferova@yandex.ru

К настоящему времени в мире уже переработано более 90 млрд т нефти. Современный уровень добычи нефти в России около 300 млн т год, причем в ближайшей перспективе следует ожидать только увеличение потребления, так как нефть по-прежнему остается основным энергоносителем. Поэтому одной из важнейших государственных задач является рациональное использование углеводородного сырья – невосполнимого источника энергии и сырья для производства нефтехимических продуктов (топлива, битума, смазочных масел и др.) (Камминский, Хавкин, 2003). Решение данной задачи может быть достигнуто путем углубления переработки нефти. Так средняя глубина переработки нефти на отечественных нефтеперерабатывающих предприятиях (НПП) составляет около 65 %, тогда как в США для сравнения – 90–98 %. Доказано, что инвестиции в углубление переработки нефти в 5–7 раз эффективнее инвестиций в новые месторождения (Абросимов, 2002). Рост глубокой переработки связан в основном с использованием ресурсов мазута для получения продукции повышенного платежеспособного спроса без применения вторичных деструктивных процессов нефтепереработки (Камминский, Хавкин, 2003).

Тем не менее, несмотря на высокую экономическую привлекательность, с экологических позиций дополнительная переработка мазута не может не привести к увеличению материальной и энергетической нагрузки на природную среду и человека. Поэтому необходимо рассмотреть, как изменится воздействие нефтеперерабатывающих предприятий на компоненты природной среды при внедрении технологий глубокой переработки нефти. Данный вопрос можно рассмотреть на примере ООО «КИНЕФ», где в настоящее время вводится в эксплуатацию завод глубокой переработки нефти (ЗГПН).

ООО «КИНЕФ» ОАО «Сургутнефтегаз» является одним из самых крупных нефтеперерабатывающих предприятий Российской Федерации. Ежегодно на предприятии перерабатывается более 16 млн т Западно-Сибирской и Ухтинской нефтей. На данный момент Киришский НПЗ — предприятие топливного профиля с неглубокой схемой переработки нефти.

Выбор технологических процессов глубокой переработки нефти обусловлен повышением выхода дизельной и керосиновой фракций, поскольку на сегодняшнем рынке углеводородных топлив именно эти виды топлива являются наиболее востребованными. В качестве основного сырья предполагается использовать остаток атмосферной перегонки.

Общая оценка результирующего интегрального воздействия создания ЗГПН может быть получена только путем сопоставления основных локальных, региональных и трансрегиональных воздействий. Локальное воздействие затрагивает экономические, медико-санитарные и экологические интересы сотрудников

предприятия, населения города Кириши и его окрестностей. Региональное и трансрегиональное воздействие распространяется в тех же аспектах на население регионов, потребляющих продукцию Киришского НПЗ, а также опосредованно сказывается на населении районов добычи нефти «Сургутнефтегаза».

При этом воздействие (в основном социальное) на регионы и население, территориально удаленные от г. Кириши, в подавляющем числе проявлений носит определенно позитивный характер. Наибольшей техногенной нагрузке подвергается население и природная среда г. Кириши и района в целом, поэтому здесь необходимо более тщательное рассмотрение баланса воздействий для определения результирующих характеристик.

Рассмотрению подлежат воздействия на природные среды (атмосферу, гидросферу, литосферу и биоту), а также воздействие на здоровье и комфортность проживания населения. Среди них выделяются:

1. Воздействие атмосферных выбросов от производственных и транспортных процессов и операций;
2. Воздействие остаточных веществ, сбрасываемых после очистки промышленных стоков в природные водоемы;
3. Воздействие на поверхностные и подземные воды, атмосферу не полностью обезвреженных отходов;
4. Социальное воздействие.

В силу специфики производства нефтеперерабатывающих предприятий, можно выделить ряд видов и факторов воздействия на окружающую среду. В данной работе рассмотрены только те из них, которые по опыту эксплуатации ООО «КИНЕФ» имеют значительное воздействие на компоненты окружающей среды. К ним относятся:

1. Выбросы в атмосферу оксидов серы и азота, сероводорода, суперэкоотоксикантов диоксина и бензо(а)пирена, ароматических углеводородов;
2. Сбросы со сточными водами биогенных веществ, нефтепродуктов и тяжелых металлов;
3. Размещение на спецплощадках и хранилищах нефтешламов, избыточных активных илов, образующихся при микробиологическом обезвреживании бытовых и промышленных сточных вод.

Ввод в действие ЗГПН приведет к суммарному увеличению массы выбросов опасных веществ в атмосферу на 6209 тонн в год, что составляет прирост на 21,74 %. Это обусловлено дополнительной переработкой более 5 млн тонн мазута в год, что составляет 31 % от общей массы проектного производства продукции в настоящее время.

Для детального анализа выбраны наиболее массовые и опасные выбросы. В составе рассматриваемых выбросов появятся новые вещества, образующиеся вследствие ввода в эксплуатацию установки фирмы «Турмалин» для сжигания твердой фазы нефтешламов и избыточного ила биологических очистных сооружений, предварительно обезвоженного до содержания сухого вещества 20–25 %. Присутствующие в осадке очистных бытовых сточных вод хлорорганические соединения дают при сжигании выброс диоксинов.

Проведенный расчет рассеивания наиболее опасных и массовых выбросов и последующий анализ результирующих карт позволил сделать вывод о том, что отмеченный выше прирост концентраций этих веществ (в связи с созданием ЗГПН, на границе СЗЗ и в черте города) при типичных условиях рассеивания показывает увеличение приземных концентраций в пределах от 0,01 до 0,2 величины ПДК селитебной зоны, либо вообще не меняет их из-за незначительного дополнительного вклада. Кроме того, удачное расположение нового завода с наветренной стороны по отношению к городу и на расстоянии 7 км от последнего снижает опасность загрязнения.

Менее благоприятной выглядит ситуация с концентрацией загрязняющих веществ в атмосфере и их суммарным воздействием на территории промышленной площадки. Отдельные вещества (SO_2 , H_2S) в районе расположения источника выброса превышают ПДК для атмосферного воздуха в 2 и более раза. Такая ситуация не является нарушением законодательства и нормативов, поскольку на промышленной площадке действуют нормативы рабочей зоны. Как правило, они в разы больше требований к допустимым загрязнениям для селитебных территорий.

Киришский нефтеперерабатывающий завод является крупнейшим в регионе водопользователем. В водооборотных системах завода ежесуточная циркуляция воды исчисляется миллионами кубических метров. Одновременно с масштабами использования водных ресурсов предприятие традиционно располагает достаточно эффективным комплексом очистки сточных и других вод, используемых в нескольких специализированных оборотных системах. Коэффициент оборотного водоснабжения превышает 99 %. Широко используется подпитка расходов оборотных систем за счет очищаемых дождевых и талых вод. Потребление свежей речной воды составляет на действующем предприятии 308 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$. При вводе нового предприятия этот объем увеличится примерно в 3,5 раза.

Недостатком существующей системы очистки стоков является ресурсоемкость – очистные сооружения занимают значительные территории из-за наличия прудов-отстойников годичного отстоя стоков. Также серьезным недостатком является образование значительного количества отходов – избыточного активного ила, который из-за присутствия в его составе ксенобиотиков не может быть возвращен в природную среду. Необходимо отметить и то, что сбрасываемые воды в настоящее время характеризуются повышенным содержанием биогенных веществ.

После ввода ЗГПН произойдет значительное увеличение водопотребления и соответственно увеличится водоотведение сточных вод после очистки в реку Черная. Увеличивается проектная производительность очистных сооружений производственно-дождевых сточных вод до 72000 м³/сут (в том числе: 48000 м³/сут существующих и 24000 м³/сут новых). Соответственно увеличится и количество очищаемых сточных вод собственно ООО «КИНЕФ» и г. Кириши.

Проектом предусмотрена модернизация существующей системы очистки сточных вод. Например, вследствие применения современной технологии биологической очистки, включающей процессы денитрификации-нитрификации и удержания фосфора в составе активного ила, сброс биогенных веществ будет происходить в соответствии с требованием нормативов. Таким образом будет практически устранен один из отмеченных недостатков существующей системы очистки сточных вод.

Таким образом, строительство объектов ЗГПН служит созданию принципиально нового качества технологической схемы производства, значительно повышает его характеристики с точки зрения экономических и ресурсосберегающих показателей, в социальном плане – обеспечивает создание новых рабочих мест с высоким уровнем оплаты труда. Удаление из товарной продукции десятков тысяч тонн серы позволяет снизить опасность загрязнения диоксидом серы территорий больших городов с высокой плотностью автомобильного движения.

Завод глубокой переработки нефти относится к числу «грязных» производств, представляющих достаточно серьезную опасность для окружающей среды. Поэтому в строительном регламенте особое внимание уделяется вопросам экологической безопасности. Опыт показывает, что, какой бы совершенной не была экологическая составляющая строительного регламента, проблемы неизбежно возникают и иногда приводят к загрязнению компонентов окружающей среды. Поэтому как в процессе строительства, так и в период эксплуатации ЗГПН необходим постоянный контроль состояния природной среды в зоне повышенного экологического риска.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросимов А.А. Экология переработки углеводородных систем: Учебник / под ред. д-ра хим. наук, проф. М.Ю. Доломатова, д-ра техн. наук, проф. Э.Г. Теляшева. – М.: Химия, 2002. – 608 с.
2. Камминский Э.Ф., Хавкин В.А. Глубокая переработка нефти: технологический и экологический аспекты. – М.: Техника. ООО «ТУМАН ГРУПП», 2001. – 389 с.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ФЕРРОСПЛАВНЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА И СОСТОЯНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Асянина В.Ю., Мовчан И.Б.

Национальный Минерально-Сырьевой Университет «Горный», Asyanina.V@yandex.ru

В настоящее время невозможно отрицать существование экологически обусловленных болезней, происхождение которых связано с негативным воздействием среды обитания, в том числе – с недостаточностью или же с избытком поступления в организм различных химических веществ. К числу загрязнителей прежде всего относятся некоторые тяжелые металлы, которые попадая в наш организм, остаются там навсегда. Достигая определенной концентрации в организме, они вызывают различные мутации и отравления. Кроме того, они механически «засоряют» организм человека – ионы тяжелых металлов оседают на стенках систем организма и загрязняют каналы печени и почек, таким образом, снижая фильтрационную способность этих органов. Соответственно, это приводит к накоплению продуктов жизнедеятельности клеток нашего организма и токсинов, т.е. самоотравлению организма, т.к. именно печень отвечает за переработку ядовитых веществ, попадающих в наш организм, и продуктов жизнедеятельности организма, а почки – за их выведение. (Арский Ю.М. и др., 2004)

В современных условиях, когда процесс взаимодействия человека и внешней среды приобретает весьма сложный характер, научные исследования, направленные на изучение механизмов этого взаимодействия особенно актуальны. Это позволяет разработать мероприятия, направленные как на охрану объектов окружающей среды, так и на сохранение здоровья человека. Все возрастающее антропогенное загрязнение внешней среды стало одной из важнейших проблем здравоохранения, а ущерб, наносимый здоровью населения, – самым грозным последствием загрязнения.

Тяжелые металлы накапливаются в почве, особенно в верхних гумусовых горизонтах, и медленно удаляются при выщелачивании, потреблении растениями, эрозии и дефляции – выдувании почв. Период полураспада (удаления половины от начальной концентрации) составляет довольно продолжительное время: для

цинка – от 70 до 510 лет, для кадмия – от 13 до 110 лет, для меди – от 310 до 1500 лет и для свинца – от 740 до 5900 лет. В гумусовой части почвы происходит первичная трансформация попавших в нее соединений. (Касимов, Перельман, 2003).

Город Тихвин в Ленинградской области стал местом экологических споров. Отчетная документация за вода ферросплавов, расположенного в 2 км от жилой застройки, который начал работу в 2007 году, свидетельствует об отсутствии превышения предельно допустимых концентраций. Но данные независимого мониторинга загрязнения почв тяжелыми металлами и медицинская статистика заставляют задуматься.

Выявлено, что накопление тяжелых металлов усиливается в ряду от рекреационных ландшафтов к жилым и промышленным, т.е. с ростом техногенной нагрузки. Ряд накопления тяжелых металлов для почв города Тихвина в целом имеет вид:

Zn5 – (Cr, Mn)4 – Hg3 – (Pb, Cu, Sb, V)2.

Коэффициенты вариаций показывают, что из элементов 1 класса опасности максимальная величина коэффициента характерна для ртути, свинца, кадмия и цинка.

Ряды накопления для различных типов ландшафтов города имеют вид:

– жилой современной многоэтажной застройки: Zn5 – (Hg, Cr, Mn)3 – Sb2

– жилой малоэтажной застройки: (Zn, Mn)5 – (Hg, Cr)3 – (Pb, Sb, V)2

– рекреационный: (Hg, Mn)3 – (Zn, Cr, Sb)2

– промышленный: Cr13 – Zn12 – Cu6 – (Hg, Mn)5 – (Pb, Sb)4 – Ni3 – (As, Cd, Co, V)2

Таблица 1. Среднее содержание тяжелых металлов в почвах г. Тихвина в мг/кг (Информационно-аналитический сборник..., 2010)

Элемент	Фоновое значение	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение
Hg	32,81	0,01	2,10	0,10
Pb	1,85	5,20	356,00	32,81
As	0,12	1,50	11,00	1,85
Cd	215,88	0,02	1,00	0,12
Zn	43,10	30,00	4000,00	215,88
Ni	32,81	7,00	200,00	19,29
Co	1,85	2,50	30,00	4,19
Cr	0,12	10,00	1500,00	44,29
Cu	18,00	10,00	500,00	32,24
Sb	0,15	0,15	1,82	0,36
Mn	117,70	200,00	3000,00	472,94
V	16,20	10,00	70,00	24,29

Согласно данным литературы около 18–20 % заболеваний населения связано с воздействием факторов окружающей среды. Все возрастающее количество конкретных региональных исследований позволяет проследить некоторые общие закономерности корреляционных связей между качеством среды обитания и заболеваемостью населения (проект..., 2008). Оценка риска здоровью человека, обусловленного загрязнением окружающей среды, является в настоящее время одной из важнейших медико-экологических проблем. При оценке воздействия окружающей среды на здоровье населения наиболее часто в качестве основного параметра общественного здоровья выбирают заболеваемость детского населения. Детский контингент – своеобразная индикаторная группа, отражающая реакцию коренного населения на вредные воздействия факторов среды. Целесообразность учета детской заболеваемости определяется тем, что дети в меньшей степени, чем взрослые, подвержены внутригородской миграции. Они теснее привязаны к территории, на которой живут и не испытывают непосредственного влияния профессиональных вредностей. Кроме того, из-за анатомо-физиологических особенностей дети более чувствительны к качеству среды обитания, а сроки проявления неблагоприятных эффектов у них короче. Это повышает достоверность медико-статистических исследований, позволяя делать более объективные выводы об экологической обусловленности заболеваний.

Таблица 2. Неинфекционная заболеваемость в Тихвинском районе за 2006–2010 гг. (Проект..., 2008).

Дети	2006	2007	2008	2009	2010
Классы	На 100 тыс.				
Всего	205795,6	244143,8	298219,4	3279357,4	368925,1
В т.ч. новообразования	20,5	31,7	148,4	167,4	181,9
Болезни эндокринной системы, расстройства питания и нарушения обмена веществ	491,5	845,7	2946,5	3129,7	4962,4
Болезни нервной системы	972,8	1088,8	3942,8	4226,2	5147,9
Болезни системы кровообращения	163,8	306,6	413,4	661,1	817,2
Болезни органов дыхания	120417,8	133403,8	174170,6	197420,6	210161,2
Болезни органов пищеварения	7864,0	8879,5	13290,9	15188,4	19854,8

Анализ заболеваний с диагнозом, установленным первично, показывает ежегодный рост заболеваемости в городе Тихвине. Наибольший рост заболеваемости с впервые установленным диагнозом отмечается в возрастных группах от 0 до 14 лет.

На основе статистических данных системы экологического мониторинга за 5 лет можно сделать вывод, что состояние атмосферного воздуха стабильно. Превышений ПДК тяжелых металлов не выявлено, превышения ПДК CO , SO_2 и NO_x минимальны и имеют непостоянный характер. Пики значений концентраций загрязняющих веществ могут быть связаны как с проблемами систем газоочисток на промышленных предприятиях города, так и с нетипичной для данной местности погодой. Однако данные мониторинга состояния почв и медицинской статистики города Тихвин заставляют задуматься о том, что негативное воздействие на здоровье населения возможно и при таком незначительном превышении концентраций загрязняющих веществ. Предельно допустимые концентрации – весьма обобщенный параметр. Представим два случая: в одном населенном пункте фоновое значение какого-либо химического элемента, способного отрицательно влиять на состояние организма, составляет 0,1 ПДК; в другом же фоновая концентрация – 0,8 ПДК. Затем в стабильную экосистему ввели антропогенный фактор, который повысил концентрацию химического элемента до 0,9 ПДК. Превышение предельно допустимой концентрации отсутствует, т.е. нет необходимости снижать выбросы и задувать о более рациональной технологии производства. Но организм человека будет по-разному реагировать на указанные выше изменения. Необходимо сочетать экологический мониторинг, который выражается в контроле за изменениями концентраций загрязняющих веществ, и санитарно-гигиенический (медицинский), цель которого своевременное определение реакции населения прилегающих к промышленным площадкам территорий на функционирование предприятия. Основная проблема заключается в сложности отделения подобных «сигналов», причиной которых является деятельность предприятия или антропогенный фактор (например, автотранспорт), от сезонных или эпидемиологических факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арский Ю.М., Данилов-Данильян В.И. и др. Экологические проблемы. М.: МНЭПУ, 2004. 247 с.
2. Касимов Н.С., Перельман А.И. Геохимические принципы эколого-географической систематики городов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. география. 1993. № 3. 113 с.
3. Проект информационного бюллетеня «Оценка влияния факторов среды обитания на здоровье населения Тихвинского района Ленинградской области по показателям социально-гигиенического мониторинга». Тихвин, 2008. 18 с.
4. Информационно-аналитический сборник «О состоянии окружающей среды в Ленинградской области». СПб, 2010. 412 с.

ЭКОЛОГО-ПРАВОВЫЕ АСПЕКТЫ СОВРЕМЕННОГО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Бочаров С.В.

Воронежский государственный университет, gidrogeol@mail.ru

Российская Федерация обладает природно-минеральными богатствами уникальными по своему масштабу, количественным и качественным характеристикам. Поэтому значительную часть налоговых доходов федерального бюджета составляют доходы от использования природных ресурсов. Этим, прежде всего, предопределяется необходимость выработки и применения обоснованных и эффективных форм правового регулирования налогообложения добывающих отраслей российской экономики.

К началу XXI века в России создана и законодательно оформлена государственная система управления фондом недр и недропользования, основанная на принципах равнодоступности, платности и конкуренции (Бочаров, 2001). Эта система последовательно совершенствуется и приближается к мировым стандартам. К отличительным особенностям недр по сравнению с другими средствами производства относится их пространственная ограниченность, постоянство месторасположения и незаменимость.

Отношения недропользования, будучи основополагающими общественными отношениями, носят объективный характер и по своей сути являются экономическими отношениями. Недра, вовлеченные в сферу производства, становятся объектом присвоения, т.е. собственностью (Федеральный закон..., 2004). Возникновения отношений собственности на недра, как на условие материального производства обуславливают экономический характер отношений недропользования.

Конституция РФ определяет, что земля и другие природные ресурсы используются и охраняются в Российской Федерации как основа жизни и деятельности народов, проживающих на соответствующей территории. Земля и другие природные ресурсы могут находиться в частной муниципальной, государственной и иных формах собственности (Конституция РФ, 1993). Владение, пользование и распоряжение землей и други-

ми ресурсами осуществляется свободно, если это не нарушает прав и законных интересов других лиц, а также не наносит ущерба окружающей природной среде.

В январе 2000 г. вступил в силу Федеральный закон «О внесении изменений и дополнений в Закон Российской Федерации «О недрах». Внесённые поправки существенно расширили права пользователей недр. Кроме того, в последнее время в порядке законодательных инициатив появилось множество различных разработок в области недропользования.

Так, Министерством природных ресурсов РФ подготовлен и даже представлен на рассмотрение проект Кодекса Российской Федерации «О недрах». Минэкономразвития была представлена новая редакция закона «О недрах», содержащая «Основы государственной политики в сфере недропользования».

Согласно представленным проектам основными направлениями государственной политики в законодательном регулировании отношений в сфере недропользования и минерально-сырьевой базы должны являться укрепление института единой государственной собственности на фонд недр Российской Федерации, конкретизация полномочий органов исполнительной власти федерального и регионального уровня по управлению государственным фондом недр и осуществлению государственного контроля за рациональным использованием и охраной недр, а также совершенствование государственной политики лицензирования пользования недрами и видов деятельности, связанных с недропользованием. В проектах законов более чётко определены полномочия федеральных органов исполнительной власти, органов исполнительной власти субъектов Российской Федерации, муниципальных органов в области государственного управления природными ресурсами и государственным фондом недр.

Однако, кроме несомненных преимуществ проектов законов, стоит отметить и явные недостатки. В частности, стоит заметить, что ослаблен государственный контроль за качеством и достоверностью оценивания запасов полезных ископаемых. Несмотря на то, что законом Российской Федерации «О недрах» (ст. 29) предусмотрена обязательность государственной экспертизы информации (Федеральный закон..., 2011) о разведанных запасах полезных ископаемых до вовлечения их в промышленное освоение, порядок проведения такой экспертизы Правительством России до сих пор не установлен. Отсюда следует, что необходимо ускорить создание единой системы государственной экспертизы запасов полезных ископаемых в целях обеспечения объективной количественной и качественной оценки минерального сырья применительно к рыночным условиям с использованием международных критериев подсчёта и оценки.

Кроме того, важным для государственной политики в области минерального сырья и недропользования является сохранение государственной системы лицензирования пользования недрами как основного канала доступа хозяйствующих объектов к государственной собственности.

Даже беглый взгляд на противоречия и недостатки в действующих и вновь предлагаемых законодательных актах показывает, что требуется их существенная корректировка. А для этого нужна глубокая научная и правовая работа. Обеспечение устойчивого развития России в условиях глобализации ресурсных и экологических проблем требует незамедлительного осмысления места и роли отечественной минерально-сырьевой базы в этом процессе. Эффективная политика России в сфере национальной минерально-сырьевой безопасности требует учёта последствий глобализации минерально-сырьевых ресурсов и определения роли нашей страны в будущем мировом минерально-сырьевом обеспечении. А сделать это могут только профессионалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочаров С.В. Формы правового регулирования рационального природопользования в законодательстве Российской Федерации / С.В. Бочаров // Труды молодых учёных Воронеж. гос. ун-та. Вып. 2, 2001. С 85–86.
2. Федеральный закон от 29 декабря 2004 г. «О внесении изменений в законодательные акты Российской Федерации в связи с расширением полномочий органов государственной власти субъектов Российской Федерации по предметам совместного ведения Российской Федерации и субъектов Российской Федерации, а также с расширением перечня вопросов местного значения муниципальных образований» Собрание Законодательства, 2004, № 45.
3. Конституция Российской Федерации. Российская газета от 25.12.1993 г.
4. Федеральный закон «О недрах» с изменениями и дополнениями. Российская газета, № 159, 22.07.2011.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОНЕЖСКОГО ГРАБЕНА. ЛАНДШАФТНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Бурлаков П.С.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, asmat21@mail.ru

Одним из возможных способов изучения тектонического строения, особенно на закрытых территориях, является применение комплекса методов и приемов дистанционного (морфоструктурного (морфотектонического)) анализа. Использование геоинформационных систем значительно упрощает выполнение данного анализа путем построения различных моделей: гидросети, рельефа, углов наклона поверхности, распределения элементов-маркеров в почвенных горизонтах и т.п. В то же время, интерпретация полученных данных не имеет однозначной оценки, хотя и существует ряд «общепризнанных» индикаторов тектонических структур. В настоящей работе приведен пример сопоставления глубинных структур земной коры с их «отражением» в поверхностных ландшафтных структурах.

Район исследований расположен в юго-восточной части Онежского грабена на севере Русской плиты и характеризуется типичным двухъярусным строением, который включает докембрийский кристаллический фундамент и чехол осадочных докембрийских (рифей-вендских) и PZ-KZ комплексов. Глубина залегания фундамента колеблется от 2 до 9 км. В работе (Зыков, и др., 2008) исследуемый участок обозначен как Двинский трог Беломорской рифтовой системы, причем юго-восточная часть его представлена двумя лопастями, расходящимися в районе р. Пянда на восточном и южном направлениях в отличие от контура грабена, приведенного в работе (Тектоническая карта..., 2010)). В геоморфологическом плане модельный участок исследования расположен в пределах Северодвинской низменности. В современном рельефе преобладают озерно-аллювиальные и ледниково-озерные равнины, осложненные конечно-моренными грядами с высотами над уровнем моря 20–50 м. В центральной части района обособляется Звонский карстовый район. Карстовые породы района представлены нижнепермскими гипсами (тастубский горизонт сакмарского яруса). Здесь отмечено интенсивное развитие форм поверхностного карста: задернованный карст, провалы, воронки, карстовые лого, карстовые цирки, провалы.

Материал и методика исследований.

Для анализа тектонического строения модельного участка использовалась Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий (М 1: 1 500 000) (2010) и схема геологического строения Беломорского района (Зыков и др., 2008). В морфометрическом анализе использовались оцифрованные векторные слои элементов гидросети и рельефа с государственных топографических карт масштаба 1:100 000. Данный масштаб считается наиболее мелким, среди крупномасштабных карт и отличается достаточно точным положением гидросети и горизонталей рельефа, отражающих реальную местность. Привязка материалов, построение моделей рельефа и углов наклона поверхности, а также анализ конфигурации контуров проводился в ГИС-пакете MapInfo 8.5. При интерпретации полученных материалов использовался комплекс методов морфоструктурного анализа (Ранцман, Гласко, 2004).

Рельеф. В условиях слаборасчлененного рельефа Северодвинской низменности, наиболее ярким геоморфологическим индикатором глубинных структур может служить уступ Двинско-Мезенской возвышенности, наследующий направление Онежского грабена. Подобная картина характерна и для территории Онежского полуострова, а также Беломорско-Кулойского плато, где тектонические структуры также маркируют структурно-денудационные уступы. Ранее нами (Бурлаков, 2011), на основе цифровой модели рельефа был выполнен расчет среднего наклона поверхности, который позволил сделать вывод, что наибольшие значения параметра (2–3°) отмечены в бассейне нижнего течения рек Моржовка и Усолка, приуроченных к юго-западному борту Онежского грабена. Отметим, что на данном участке проходит резкое изменение глубины залегания фундамента с 2–3 км до 8–9 км. Также значительные показатели уклона (1,5–2°) поверхности отмечены в бассейнах рек Юмата и Чача в местах их «пересечения» с разломами более низкого ранга. Причем полученные значения в равнинных ландшафтах, развивающихся на мощном покрове четвертичных отложений, сопоставимы с таковыми в карстовых ландшафтах Звонского района.

Гидросеть. Анализ геометрии рисунка гидросети модельного участка на севере Русской равнины показывает значительное сходство с таковым в районах морфоструктурных узлов в центральной части Русской равнины (Ранцман, Гласко, 2004). Например, в нижнем течении рек Моржовка, Усолка, Юмата и Ваеньга отмечается общность рисунка гидросети в местах пересечения долины реки тектоническими структурами Онежского грабена: коленчатые переломы с изменением общего направления течения водотоков в среднем на 70–90°, впадение нескольких притоков второго порядка. Особо выделяется излучина в нижнем течении р. Ваеньга, повторяющая краевую зону Онежского грабена (рис. 1).

С этими же участками связаны аномально высокие значения среднего уклона водотоков в пределах Северодвинской низменности. Значения достигают 41,2 см/км (реки Моржовка, Усолка, Ваеньга), что сопоставимо с параметрами уклона в карстовых ландшафтах (р. Кирокса) – 47,5 см/км. Средние значения

для Северодвинской низменности составляют около 10 см/км. Отметим, что наиболее глубоководные озера района исследований (система Чачевских озер и озеро Талто) расположены также в прибортовой зоне Онежского грабена.

В работе (Губайдуллин, 2010) отмечается, что, несмотря на то, что выраженных дизъюнктивных тектонических нарушений с крупными смещениями в породах чехла в Юго-Восточном Беломорье не установлено, выделяются зоны повышенной трещиноватости, которые пронизывают толщу осадочного чехла и в ряде случаев фиксируются по выходам на поверхность хлоридных рассолов. На территории юго-восточного Беломорья выделяется пять подобных зон (Губайдуллин, 2010), а выходы рассолов отмечены в пределах Луда-Унской зоны (Онежский грабен), а также Верховской и Кулойской. Нами на территории модельного участка была выделена Моржегорская зона трещиноватости, приуроченная к борту Онежского грабена. Выходы соленых вод с минерализацией 25 г/л отмечены здесь в нижнем течении рек Моржовка (с притоком Ракусора), Усолка и Пянда (рис. 1).

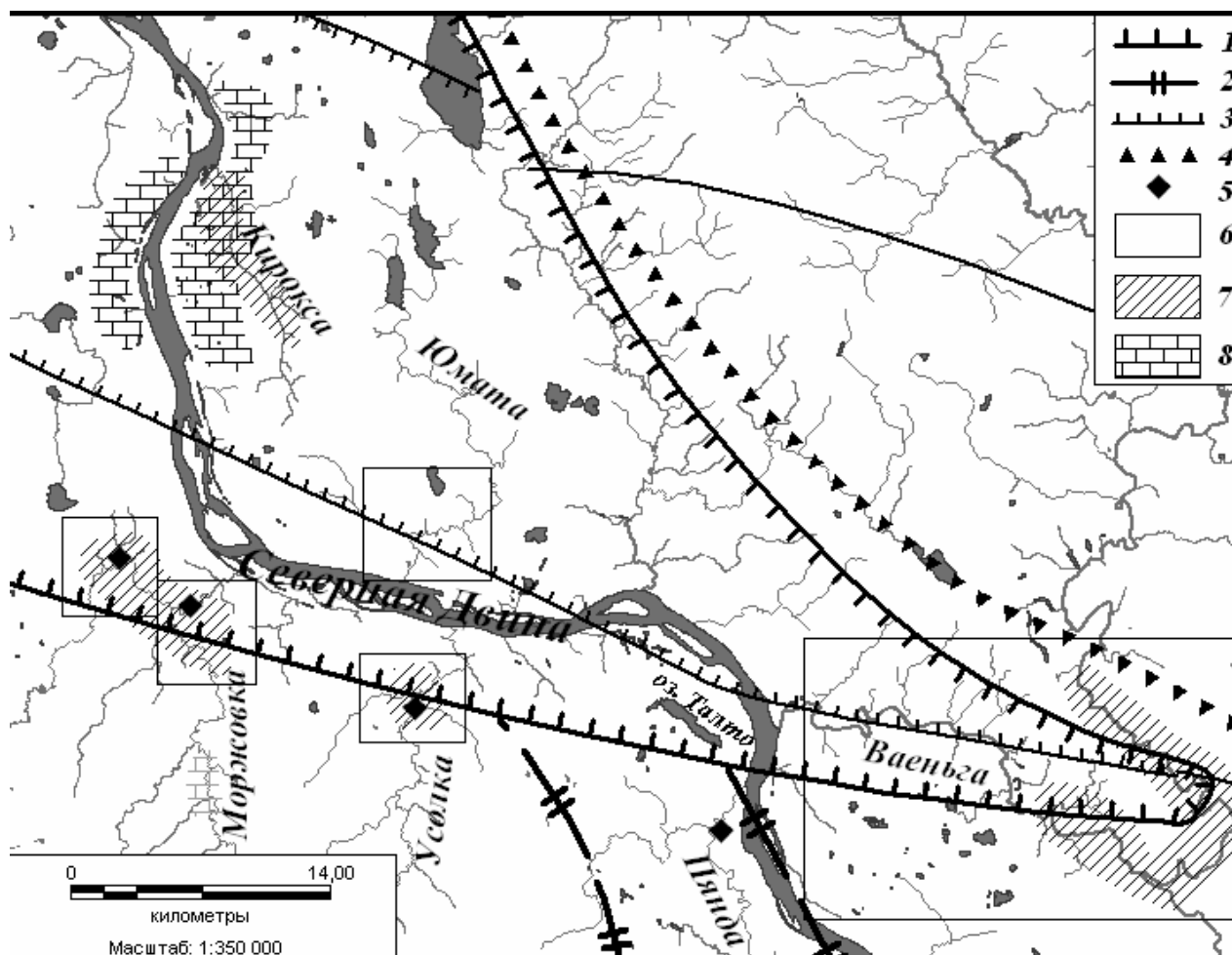


Рис. 1. Схема сопоставления материалов.

1 — граница Онежского грабена по (Тектоническая карта..., 2010); 2 — граница Онежского грабена (лопасть южного направления) по (Зыков и др., 2008); 3 — рифейские разломы более низкого ранга; 4 — уступ Двинско-Мезенской возвышенности; 5 — выходы соленых источников; 6 — участки с резким изменением общего направления рек; 7 — участки в высоких значениях уклона водотоков; 8 — Звонский карстовый район.

Грозовая активность. В ГИС-пакете MapInfo 8.5. составлена пространственная модель распределения дней с грозами на территории Северодвинской низменности за пять лет (2006–2010 гг.) по данным сети грозопеленгующих станций ФГУ «Авиолесоохрана». Графическое отображение разрядов молний реализовано в информационной системе дистанционного мониторинга лесных пожаров Федерального агентства лесного хозяйства (ИСДМ-Рослесхоз) (Ефремов и др., 2011). Наибольшее количество дней с грозами (грозовой максимум) (45 дней) приурочено к наиболее интенсивной положительной аномалии магнитного поля в нижнем течении бассейна р. Моржовка. Разница между участками с высокой и низкой грозовой активностью достигает 30–40 %.

Ранее сходные результаты по пространственной структуре грозовой активности были получены для территории Карелии, Алтая, Западной и Средней Сибири, которые подтверждают положительную их связь с градиентом аномального магнитного поля Земли, тектоническими разломами и зонами повышенной электропроводности (Дмитриев и др., 2006; Соколов и др., 2008).

Таким образом, результаты комплексного анализа позволили выявить целый ряд геоморфологических, гидрографических и атмосферных индикаторов глубинных структур и неоднородности геологической среды юго-восточной части Онежского грабена. Особо выделяется Моржегорская зона повышенной трещиноватости, расположенная в бассейнах нижнего течения рек Моржовка, Усолка, Пянда и Ваеньга, которая фиксируется комплексом косвенных индикаторов: специфическая геометрия рисунка гидросети, аномально высокие значения уклона водотоков и угла наклона поверхности в условиях Северодвинской низменности, а также выходы соленых источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлаков П.С. Отражение тектонических структур Онежского грабена в ландшафтах Северодвинской низменности // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. Серия: Естественные и технические науки, 2011. № 6 (119). С. 58–61.
2. Губайдуллин М.Г. Основные сведения о геологическом строении восточной части Белого моря // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. С. 4–58.
3. Дмитриев А.Н., Шитов А.В., Кочеева Н.А., Кречетова С.Ю. Грозовая активность Горного Алтая. Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2006. 190 с.
4. Ефремов В.Ю., Балашов И.В., Котельников Р.В. и др. Объединенный картографический интерфейс для работы с данными ИСДМ Рослесхоз // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2011. Т. 8. № 3. С. 129–139.
5. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балух А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. Геол., 2008. Т.83. Вып. 2. С. 15–25.
6. Раницан Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М. Медиа-Пресс, 2004. 224 с.
7. Соколов С.Я., Куликов В.С., Снегуров В.С., Снегуров А.В. Новый этап в изучении связи грозовой активности с особенностями геологического строения территории Карелии // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой международной конференции. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 2 часть, 2008. С. 208–211.
8. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000 // Гл. ред. Леонов М.Г., Казанин Г.С. М. ГИН РАН, 2010.

ЭКОЛОГО- ЛАНДШАФТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДООХРАННЫХ ЗОН ВОРОНЕЖСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Губанова И.В., Репина Е.М.

Воронежский государственный университет, repinaem@mail.ru

На сегодняшний день актуальна проблема ухудшения состояния поверхностных водных объектов – источников водоснабжения – в результате антропогенной деятельности человека. Антропогенное воздействие на природу нарушает приобретенную в процессе эволюции замечательную способность к саморегулированию. Видимые искусственные изменения в природной среде часто приводят к коренным изменениям связей в экосистемах и прогрессирующему разрушению биосферы.

Для защиты водных объектов от воздействия антропогенного фактора необходимо создание прибрежных водоохранных зон, позволяющих максимально снизить антропогенное влияние.

Воронежское водохранилище образовалось в 1972 г. за счет перекрытия р. Воронеж. Гидротехнические сооружения гидроузла, обеспечивающие уровень воды в водохранилище, находятся в створе п. Шилов.

Река Воронеж – левый приток р. Дон, протяженность реки – 331 км, площадь водосбора составляет 21570 км². В черте города река протекает в ассиметричной долине, правый склон ее высокий и крутой, изрезанный глубокими оврагами и балками, левый – выположенный. Река только до с. Чертовицы характеризуется естественным режимом, а на территории г. Воронежа она зарегулирована Воронежским водохранилищем. Ниже гидроузла река протекает в естественном русле. Таким образом, единственный не зарегулированный участок р. Воронеж в черте городского поселения находится между выпуском водохранилища и устьем реки, а его протяженность составляет 4,6 км.

Территория города Воронежа лежит на границе двух геоморфологических провинций: Окско-Донской низменности и юго-восточной окраины Среднерусской возвышенности. Район представляет собой древнюю долину рек Воронежа и Дона, состоящую из широкой поймы с её лугами и левадами нижних песчаных и верхних лессовидных надпойменных террас. Ширина района с запада на восток 25°015030 км.

В геологическом строении участвуют два структурных этажа, разделенные между собой резким угловым несогласием: нижний – докембрийский кристаллический фундамент, верхний – фанерозойский слабонарушенный платформенный осадочный чехол.

Воронежское водохранилище испытывает сильную техногенную нагрузку. На химический состав воды и донных осадков сильное влияние оказывает поступление сточных и ливневых вод с городской территории.

В водохранилище осуществляется выпуск очищенных хозяйственно-бытовых стоков городских очистных сооружений левобережной части Воронежа, производится сброс стоков локальных очистных сооружений и условно-чистых стоков от отдельных предприятий, не подключенных к сетям коммунальной канализации.

На берегах водохранилища расположены также основные выпуски поверхностных стоков, сбрасываемых с дорожной сети, а также формирующихся на территории промышленных предприятий города. Только в период весеннего снеготаяния в водоём в зависимости от снежности зимы поступает от 30 до 70 млн м³ талых вод, две трети из которых формируются на территории города. Состав поверхностного стока негативно влияет на качество воды и процессы самоочищения в водохранилище.

Часть стока, формирующегося за счет неорганизованных выпусков с коммунальных и производственных территорий, а также при сбросе условно чистых вод, осуществляется в р. Песчанка. Река Песчанка впадает в водохранилище, характеризуется при этом небольшой протяженностью (около 4 км) и незначительными естественными расходами водотока.

Проведённые исследования побережья водохранилища проводились на территории пяти наиболее техногенно нагруженных участков: у Чернавского моста, выше и ниже на 500 м (правый берег), у парка Дельфин (выше и ниже на 500 м), у ДК им. Кирова (выше и ниже на 500 м), у санатория им. Горького (выше и ниже на 500 м), у лодочной станции «Инютинка» (выше и ниже на 500 м), позволяют построить сводную эколого-ландшафтную карту (рис. 1).

Эколого-ландшафтная карта включает в себя естественные ландшафты, приуроченные к территориям лодочной станции «Инютинка» и санатория им. Горького. Несмотря на существующую нагрузку, на данных территориях сохраняются естественно-природные условия, но существующие рекреационные зоны и территории около

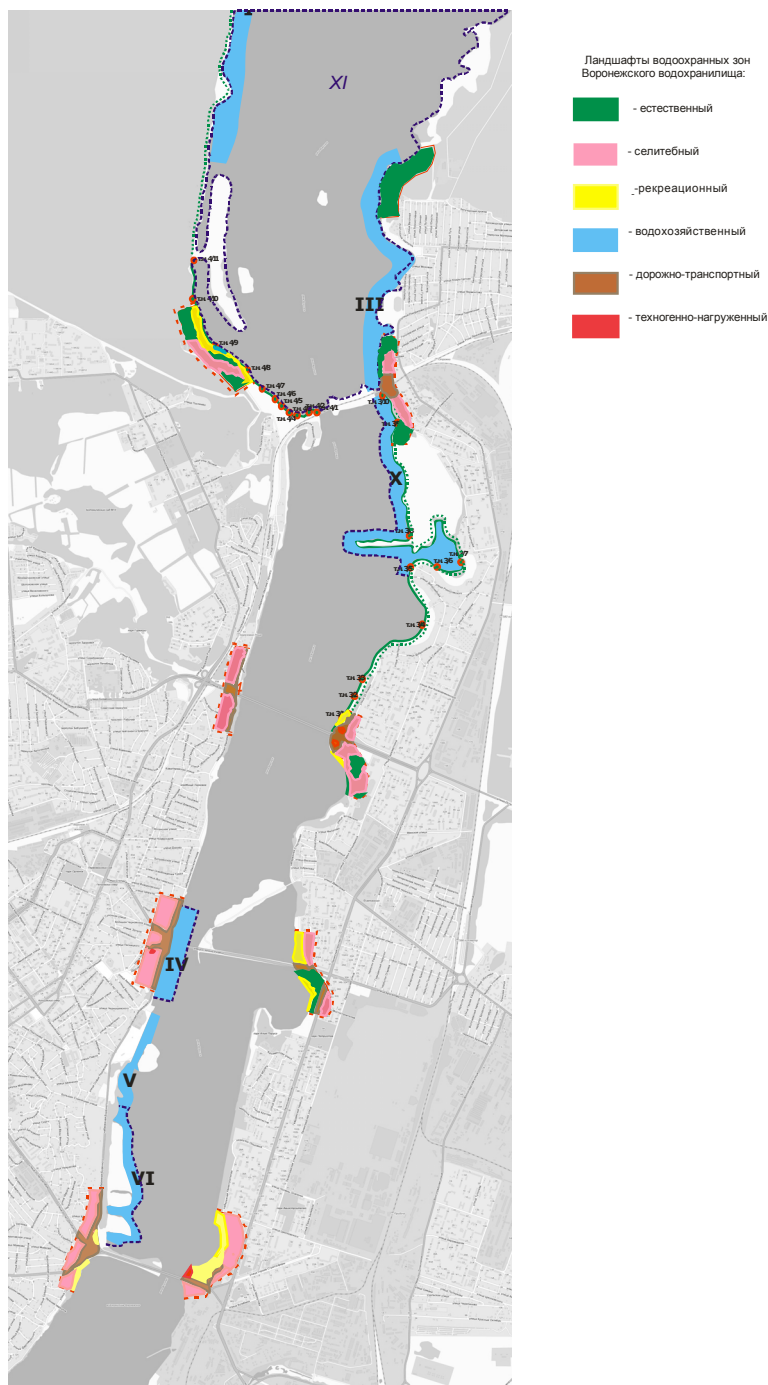


Рис. 1. Эколого-ландшафтная карта воронежского водохранилища

них характеризуются нарушением естественных почвенных покровов и уничтожением растительного покрова (вырубки для костров, вытаптывание), а так же фиксируются несанкционированные свалки и высыпки мусора.

Техногенные ландшафты широко представлены на исследуемой территории. Их можно разбить на несколько групп, характеризующихся спецификой нагрузки.

Техногенные ландшафты с селитебной нагрузкой широко представлены на протяжении правого и левого берега водохранилища, характеризуется застройкой разной этажности. Застройка формирует качественно новые условия рельефа местности. Многоэтажные постройки новых микрорайонов города приурочены к участкам правобережья и левобережья, примыкающим к путепроводам. Активная застройка прибрежных зон ведётся в стеснённо-городских условиях, а так же ввиду экологичности расположения места жительства. Здания и сооружения играют роль «рельефа», а следовательно изменяются условия освещённости, проветриваемости и увлажнения. Плодородный почвенный слой преобразуется в грунты и урбазёмы.

Техногенные ландшафты с рекреационной нагрузкой. Данные ландшафтные условия приурочены к пляжным зонам, несущим прямую угрозу для естественных экосистем. Пляжные территории отмечаются в районе санатория им. Горького, левобережья у Вогрессовского, Чернавского, Северного мостов. Также рекреационные зоны представлены развлекательными комплексами (фишка), пристанями (набережная Моссалитинова, Вогрессовский мост), а так же спортивные комплексы. Данные рекреационные территории изменяют ландшафтные условия: уничтожение естественного растительного слоя, выселение биотической компоненты, изменение естественных пойменных условий (влажность, проветривание, освещение).

Техногенные ландшафты водохозяйственного типа представлены на изучаемой территории в виде водозаборов, приуроченных к участкам: санаторий им. Горького и Чернавский мост. Данные участки характеризуются минимальным изменением естественных условий.

Техногенные ландшафты с дорожно-транспортной нагрузкой. Широко представлены на всех участках исследования, кроме участка «Инютинка» и санаторий им. Горького. Дорожно-транспортное полотно попадает в двухсотметровую зону вдоль водохранилища по правобережью, представляет собой систему асфальтированного дорожного полотна. Дорожное полотно петляет и извивается транспортными развязками. Они имеют превышение над естественными около 4,5 м и более на эстакадах. В сложившейся ситуации ландшафтные характеристики изменяются: почвы-грунты погребены, в рельефе появляются новые структуры, естественные биоценозы отчуждаются от дорожно-транспортного полотна на 2,5 м. Характеристики атмосферного воздуха изменены.

Техногенные ландшафты топливно-энергетического комплекса. Топливо-энергетический комплекс представлен объектами ТЭЦ-1, автозаправки, автостоянки, автодромы. Данные объекты влияют на базовые ландшафтные характеристики. Происходит выжигание почвенно-покровного слоя, угнетение и уничтожение растительности. Топливные комплексы оказывают непосредственное влияние на водоём (плоскостной смыв). Шламоотвалы ТЭЦ-1 формируют качественно новые условия рельефа, а так же влияют на биогеохимические характеристики литоатмосгидросферы

Таким образом, проведённые исследования территории водоохраной зоны Воронежского водохранилища показывают, что ландшафтные условия прибрежной зоны изменены коренным образом. Согласно эколого-ландшафтной карте (рис. 1) преобразования составляют 87–100%. Они оказывают влияние как на абиотические, так и биотические факторы. Ландшафты водоохранной зоны Воронежского водохранилища преобразованы и несут в себе угрозу для биоты прибрежной зоны водного объекта. Вопиющим фактом является наличие в водоохраных зонах промышленных и топливно-энергетических объектов, а так же дорожно-транспортного полотна и развязок.

В сложившейся ситуации необходимо принять меру по устранению из водоохраной зоны Воронежского водохранилища объектов топливно-энергетического комплекса. Так же ограничить несанкционированные свалки мусора путем установления мусорных контейнеров в рекреационных и селитебных зонах. Осуществлять своевременный вывоз этих контейнеров. Селитебную зону, также оказывающую негативное влияние, необходимо ограничить в этажности, а коттеджные поселки снабдить централизованной канализацией. Территорию естественных условий и рекреационную зону оборудовать пешеходными дорожками или тротуарами, для предотвращения излишнего вытаптывания растительного покрова. Прибрежную зону водохранилища засадить листовыми лесами, для предотвращения эрозионных и абразионных процессов, а так же поддержания капиллярного уровня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водный кодекс РФ
2. Курдов А.Г., Дмитриева В.А. Воронежское водохранилище 30 лет спустя. // Вестн. ВГУ. Серия географическая. – Воронеж. Изд-во Воронежского ун-та. 2002. № 1. С. 124–127.
3. Постановление Правительства РФ от 10.04.2007 г. № 219 «Об утверждении Положения об осуществлении государственного мониторинга водных объектов».
4. Решение Воронежской городской Думы от 19.06.2008 г. № 190-II «Об утверждении правил благоустройства территорий городского округа город Воронеж».
5. СНиП 2.01. 15–90 «Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов».

Теперь попытаемся проанализировать эти версии и понять, насколько реально они могут объяснить возникновение гидрогеохимических аномалий железа и марганца. Отправной точкой исследований послужили данные гидрогеологических наблюдений по липецкой области, где имеется широкая сеть скважин с аналитическим контролем содержания загрязняющих веществ. На основании этих материалов сотрудниками ООО «Липецкгеомониторинг» была составлена карта-схема загрязнения подземных вод железом и марганцем. На рис. 1 представлена выкопировка из данной схемы, которая иллюстрирует положение ряда аномальных зон в пределах бассейна реки Воронеж с превышением концентраций железа от 1 до 6 и более ПДК. На схеме видно, что самая интенсивная аномалия пространственно совпадает с местоположением металлургического комбината, что в принципе может являться веским аргументом в пользу версии техногенного загрязнения. Однако если обратиться далее на юго-восток области, то и здесь можно видеть целый ряд локальных аномалий, расположенных на значительном удалении от техногенных источников. Результаты снеговой съемки, проведенной автором в 2012 году в предполагаемой зоне влияния комбината, показали, что радиальная ширина этой зоны по преобладающим направлениям розы ветров не превышает 12 км. Отсюда можно сделать вывод, что если металлургический комбинат и является источником загрязнения, то на довольно ограниченном пространстве.

Рассмотрим версию природного происхождения аномалий за счет липецких железных руд. На схеме (рис.1) видно, что железные руды имеют распространение на Воронежско-Донском водоразделе, т.е. на правобережье р. Воронеж, в то время как гидрогеохимические аномалии оказываются приуроченными преимущественно к левобережью Воронежа, а на правом берегу наблюдается лишь несколько незначительных аномалий в районе г. Липецка с превышением содержания железа до 1 ПДК.

Автором статьи была выдвинута и теперь подтверждена фактическим материалом еще одна версия происхождения гидрогеохимических аномалий железа и марганца.

На территории Окско-Донской низменности, при высоком стоянии грунтовых вод, с обилием органики создаются благоприятные физико-химические условия для мобилизации железа из вмещающих пород с увеличением концентрации железа и марганца в подземных водах. Парадокс лишь в том, что гидрогеохимические аномалии железа чаще всего оказываются не в пределах наиболее пониженных мест, где обычно и скапливается материал, сносимый с более высоких мест, в том числе и загрязняющие вещества, а, напротив, на местных водоразделах. Это четко выражено, например, на водоразделе рек Усманка и Байгора, в районе с. Грачевка, где отмечена одна из таких аномалий (рис. 2). В рельефе здесь проявлены и некоторые особенности, которые, как выяснилось в ходе исследований, закономерно повторяются и в пределах других обследованных аномалий. В сводовой части водораздела, возле хутора Озерки наблюдается нечто напоминающее кратерный лунный ландшафт (рис. 3). Посреди безбрежных степных просторов наблюдается множество кратерообразных понижений размером 50–250 м, заболоченных, соответственно поросших разными видами гидрофильных растений.

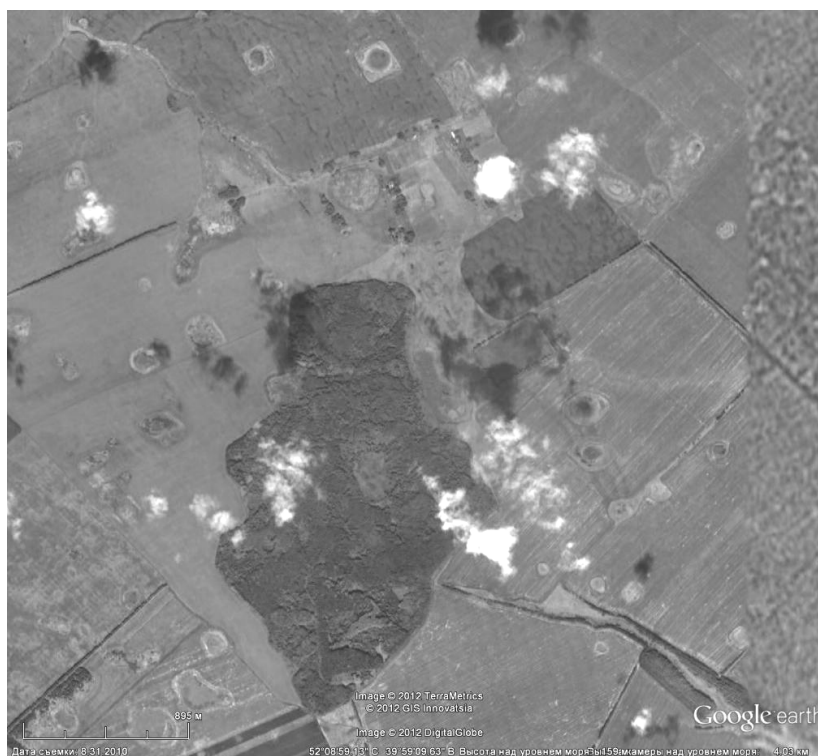


Рис. 2. Скопление кратерообразных просадочных западин на водоразделе рек Усманка и Байгора в районе с. Грачевка.

Происхождение подобных микроформ рельефа, достаточно широко распространенных на Окско-Донской низменности давно привлекало внимание географов и геологов. В настоящее время большинство исследователей склоняются к просадочному механизму образования этих форм (Трегуб, 2002; Корабельников, Курилович, 2004). Просадка местности может происходить под воздействием карстовых или суффозионных процессов.

Для их протекания необходимо совпадение трех благоприятствующих условий: 1) наличие подходящих пород; 2) наличие благоприятного рельефа; 3) наличие достаточного увлажнения (Корабельников, Курилович, 2004). Подходящими могут быть легко карстующиеся породы: карбонатные, сульфатные, а также и терригенные, но с достаточным содержанием примеси карбонатов и галогенов, как, например, лёссы и лёссовидные суглинки, которые при набухании теряют свою структуру и уплотняются. Роль рельефа более сложная и многогранная. Очевидно, что особенно массовыми скоплениями таких западин отличаются обширные низменные равнины, да и то не везде. Так, в пределах Окско-Донской низменности их сгущения более всего характерны для Липецкой и Тамбовской областей. В Воронежской части Окско-Донской низменности они достаточно редки, за исключением лишь приграничной зоны с Липецкой областью, где их особенно много на междуречьях верховий рек Байгора, Матренка, Пластица. Нехарактерны они и для смежных территорий Среднерусской возвышенности. Низкая равнина обеспечивает близкое залегание грунтовых вод, периодическое подтопление и даже заболачивание территории, что способствует просадочным явлениям на площадях распространения лёссов. Сезонное изменение положения уровня грунтовых вод, наиболее близких к поверхности именно в пределах этих воронок обеспечивает изменчивость содержания кислорода в приповерхностной зоне, изменения pH и Eh, а следовательно и условия перераспределения железа в почвенном профиле и разрезе осадочной толщи.

Автор концентрирует внимание на эти образования, как на явления, с которыми могут ассоциироваться гипергенные процессы, ведущие к образованию и широкому распространению природных геохимических аномалий ряда металлов, в том числе железа и марганца. Основанием для этого является тот факт, что все выделенные гидрогеохимические аномалии железа и марганца в юго-восточной части Липецкой области и сопредельных районах Воронежской и Тамбовской областей приурочены именно к местам, где имеются скопления таких западин. Грунтовые и подземные воды, вскрытые скважинами непосредственно в пределах воронок загрязнены железом со значительным превышением ПДК. Здесь формируются почвы гидроморфного типа, в разрезе обнаруживаются горизонты, существенно обогащенные гидрооксидами железа, почвы подкислены, в растительном покрове появляются разные виды хвощей, как индикаторов кислой обстановки. Плодородие почв резко снижается, что заметно при попытках засеивания площади распаханной воронки. Но большинство аграриев в курсе этого и обходят эти места, оставляя их не распаханными, поэтому эти структурные образования рельефа хорошо видны на космоснимках.

Связь ландшафтных особенностей участков скопления просадочных воронок и приуроченных к ним гидрогеохимических аномалий железа и марганца не только пространственная, но и генетическая. Железо и марганец в силу своих химических свойств, как металлы с переменной валентностью, могут вести себя по-разному в зависимости от характера ландшафта – или накапливаться в твердой фазе (горных породах, почвах) на окислительных барьерах или переходить в растворимые формы в условиях кислой среды и низких значений Eh.

Растворенное железо в природных водах может быть представлено соединениями, находящимися в ионной форме, в виде гидроксокомплекса и комплексов с растворенными неорганическими и органическими веществами природных вод. В ионной форме мигрирует главным образом Fe(II), а Fe(III), в отсутствие комплексообразующих веществ, не может в значительных количествах находиться в растворенном состоянии. Основной формой нахождения Fe(III) в водах являются комплексные соединения с растворенными неорганическими и органическими соединениями, главным образом гумусовыми веществами. При pH=8.0 основной формой являются коллоиды железа Fe(OH) и комплексы с органическими веществами. Повышенное содержание железа наблюдается в болотных водах, в которых оно находится в виде комплексов с солями гуминовых кислот – гуматами. Известно, что соединения железа и марганца в почвах с промывным режимом мигрируют в вертикальном направлении и образуют иллювиальные горизонты, обогащенные полуторными окислами. Многими исследователями доказано, что миграция полуторных окислов в условиях промывного типа водного режима происходит в виде высокодисперсных зелей, стабилизированных кислым гумусом. При этом немаловажную роль играет создание анаэробной обстановки, обуславливающей образование соединений двухвалентного железа и марганца. Решающее значение имеют агрессивные фульвокислоты, разрушающие почвенные минералы и образующие с алюминием, железом и марганцем легкоподвижные комплексные соединения.

Соединения железа и марганца активно мигрируют также и с боковым внутрисочвенным стоком, образуя скопления конкреций по периферии болот, в луговых и глеевых почвах, мелководных озерах и лагунах. Это свидетельствует о способности этих соединений мигрировать на весьма большие расстояния. Осаждение железа в аккумулятивных ландшафтах происходит в виде карбонатов, окислов разной степени гидратированности, а также фосфатов и гуматов. В степях в условиях щелочной среды эти элементы мигрируют слабо, за исключением именно «степных блюдец» с их переувлажнением и обилием органики.

Сама природа просадочных воронок загадочна, но автором отмечена закономерная приуроченность их именно к осевым линиям низких водоразделов и небольшим неотектоническим поднятиям вблизи рек.

При этом в таких местах характерны изгибы рек, обтекающих поднятия. Важное значение по-видимому имеет состав пород. По данным разведочного бурения в районе верховий Мещерки на осевой зоне поднятия Дрязги-Пады верхнедевонские известняки залегают на глубине всего 35–37 м. Именно поэтому здесь в зоне наибольшего напряжения создаются условия для образования трещиноватости, карстовых воронок, которые в перекрывающих терригенных породах трансформируются в суффозионные. Карстовые и суффозионные воронки, скорее всего, связаны между собой по вертикали.

Для размера котловин имеет значение и глубина залегания карстующихся пород. Например, в районе с. Добринка, где известняки залегают на глубине 80 м, местность буквально испещрена западинами, но они здесь не такие крупные как в районе с. Пады, где известняки ближе к поверхности. Геолого-структурная обусловленность и вызывает парадокс рельефа плоскоместья, который выражается в появлении болот не только в поймах, но и в местах относительно наиболее возвышенных, водораздельных, откуда и берут начало речки и водотоки низменных равнин. Такое можно наблюдать на многочисленных примерах юго-востока Липецкой области.

Предложенная модель образования природных геохимических аномалий в Липецкой области, скорее всего, не единственная, но она более всего вероятна именно для ее юго-восточной части, где и распространены просадочные котловины. Малая распространенность их на Среднерусской возвышенности, где карстующиеся породы залегают ближе к поверхности, объясняется большим размахом рельефа и соответственно более глубоким залеганием грунтовых вод. Возможно поэтому на правобережье р. Воронеж в районе Липецка, несмотря на широкое распространение в разрезе железистых пород и руд гидрогеохимические аномалии редки, не столь контрастны и обширны. Очень высокая интенсивность гидрогеохимических аномалий в районе НЛМК и гидроузла Матырского водохранилища, где также распространены эти воронки и сосновые леса с кислыми почвами, может быть обусловлена наложением техногенных и природных факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Трезуб А.И., *Неотектоника Воронежского кристаллического массива* // Тр. НИИ Геологии Воронежского государственного университета, вып. 9. – Воронеж, 2002. – 220 с.
- 2 Корабельников Н., Курилович А.Э. Особенности развития экзогенных процессов на стыке Окско-Донской низменности и Калачской возвышенности (на примере территории листа М-37-ХII) // Вестн. Воронеж, ун-та. Сер. геологическая. 2004. Вып. 2. С. 190–194.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ И МОНИТОРИНГА ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НЕРУДНОГО ГОРНОГО КОМПЛЕКСА НА СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Кричевцова М.В., Крутских Н.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, 777maria25_12@mail.ru

Республика Карелия имеет большой потенциал развития горной промышленности, что определено как геологическим строением территории, так и постепенно развивающейся транспортной инфраструктурой. По оценке специалистов, наиболее перспективной для развития выделяется следующая группа полезных ископаемых: блочный камень, высокопрочный щебень, шунгит, тальк и строительные материалы. Данное сырье на территории Карелии отличается высоким качеством, уникальностью и рентабельностью производства (Шеков, Бархатов, 2003).

Хорошим примером для этого служит Прионежский район, где в высокой степени развита добыча блочного камня, щебня и строительных материалов. По данным Министерства по природопользованию и экологии Республики Карелия на данной территории в настоящее время действуют 47 лицензий на пользование недрами для добычи полезных ископаемых. Планомерное строительство транспортной сети района вносит большой вклад в дальнейшее освоение и развитие горнопромышленного комплекса территории. Однако на сегодняшний день развитие горной промышленности не может происходить без учёта его влияния на окружающую среду и здоровье населения. Для проведения геоэкологической оценки с последующим мониторингом необходимо в комплексе учитывать все виды антропогенного воздействия на компоненты окружающей среды.

Достаточно широко освещенным является вопрос геоэкологического мониторинга горнорудных предприятий, а менее освещенным и изученным остается вопрос геоэкологической оценки и мониторинга воздействия на окружающую среду нерудных горных предприятий, производящих щебень, блочный камень и другие строительные материалы. Данный вопрос особенно актуален для республики Карелия, так как на сегодня, выявленные и разведанные месторождения черных и цветных металлов (хром, железо, титаномагнетиты, молибден, ванадий олово), не позволяют создать рентабельное производство (Шеков, Бархатов, 2003).

На большей части территории Карелии из-за высокой доступности и малой затратности идет добыча щебня, блочного сырья и строительных материалов.

Влияние разведки и освоения месторождения на окружающую среду выражается в нарушении природного рельефа территории, изменении режима поверхностных и подземных вод, загрязнении почв, воздушного и водного бассейнов и других негативных процессах. Применение на карьерах тяжелой техники, а также взрывчатых веществ приводит к загрязнению компонентов природной среды углеводородами, серой, окисью углерода и т.д., существенно увеличивается шумовое и вибрационное воздействие на организм человека. Большинство горнодобывающих предприятий Карелии, исходя из транспортной инфраструктуры, располагаются в непосредственной близости от населенных пунктов (от 2 до 20 км), в связи с чем вызывают неоднозначную и часто негативную реакцию у общественности, заботящейся о здоровье и экологическом благополучии.

В соответствии со ст. 32 Федерального закона от 23.11.95 N 174-ФЗ «Об экологической экспертизе» в отношении планируемой хозяйственной или иной деятельности, которая может оказать прямое или косвенное воздействие на окружающую среду, проводится оценка воздействия на окружающую среду (ОВОС) (Федеральный закон от 23.11.1995 г. N 174-ФЗ). Она является информационной мерой, учитывающей экологические требования или выявляющая их на стадии разработки обосновывающей документации, часто еще до начала процесса проектирования. Оценку воздействия выполняет заказчик, т.е. юридическое или физическое лицо, отвечающее за подготовку документации по намечаемой деятельности в соответствии с нормативными требованиями, предъявляемыми к данному виду деятельности. Экологическая экспертиза осуществляется в отношении уже законченной проектной и предпроектной документации, которая представляется на экспертизу; она проводится специальными экспертными комиссиями, образованными органами Минприроды России. Целью проведения оценки воздействия на окружающую среду является предотвращение или смягчение воздействия этой деятельности на окружающую среду и связанных с ней социальных, экономических и иных последствий (Приказ Госкомэкологии России от 16.05.2000 N 372).

При проведении ОВОС используются различные нормативно-технические документы, содержащие конкретные количественные нормативы, показатели и критерии для проверки предлагаемых решений на соответствие экологическим требованиям (Государственные стандарты, нормы, правила, перечни и классификаторы, а также руководства, методики, методические рекомендации, справочные пособия) (Матвеев, Котов, 2004).

Исследования по оценке воздействия на окружающую среду намечаемых горнодобывающих территорий основываются на положении об оценке воздействия намечаемой деятельности (Приказ Госкомэкологии России от 16.05.2000 N 372).

Экологическая экспертиза базируется на принципах, одним из которых является научная обоснованность экспертных заключений, что определяет ОВОС и экологическую экспертизу как научно-исследовательский процесс, проводимый на современном научно-техническом уровне с использованием новейших форм и методов научных исследований. Таким образом, необходимость развития научных исследований в области рационального и эффективного использования минеральных ресурсов в сочетании с охраной окружающей среды весьма очевидна.

Одним из примеров оценки состояния природной среды, а также отработки методики геоэкологических исследований может служить работа, проведенная в 2011 г. Институтом геологии КарНЦ РАН в пределах урбанизированной территории (Крутских, 2011). Как известно, в городе, в связи с высоким техногенным влиянием, трансформированы практически все компоненты природной среды. В работе выполнена оценка состояния компонентов природной среды г. Петрозаводска по их загрязнению тяжелыми металлами, проведено районирование территории города по степени геохимической опасности. Полученные данные являются основой дальнейших наблюдений и прогнозов, которые могут быть использованы для принятия управляющих решений, регулирующих хозяйственное освоение территории города, а также для принятия превентивных или чрезвычайных мер природоохранного характера.

Наиболее опасным для здоровья среды является негативное изменение химических параметров компонентов экосистемы. В этой связи при оценке влияния предприятия на окружающую среду основной упор должен делаться на оценку загрязнения. Однако не меньшее значение необходимо уделять также геодинамическим и геофизическим характеристикам воздействия. Важным объектом изучения при проведении геоэкологических исследований является снежный покров. Снег, отобранный в конце снежного периода, несет важную информацию обо всех вредных веществах, которые попадают в почвы, грунты, поверхностные и подземные воды из атмосферы. Использовать снежный покров как индикатор атмосферного загрязнения удобно не только при проведении геоэкологических исследований в городе, но и в пределах горнодобывающих территорий. Оценка состояния снежного покрова в пределах действующих предприятий горнодобывающего комплекса позволит выявить радиус его воздействия, а также отразить качественную и количественную информацию о воздействии на окружающую среду.

В пределах действия техногенных объектов высоко влияние на почвенный покров, чаще выражающееся в его геохимической трансформации. Почвы являются депонирующей средой для всех поступающих извне

компонентов. Одной из особенностей почвенного покрова является способность к накоплению загрязнения и медленному процессу самоочищения. В связи с этим необходимо проведение работ по оценке состояния почвенного покрова в пределах действующих добывающих предприятий. При геоэкологической оценке территорий также используются биологические методы, которые дают возможность диагностировать негативные изменения в природной среде даже при низких концентрациях загрязняющих веществ. Особую значимость имеет то обстоятельство, что биоиндикаторы отражают степень опасности соответствующего состояния окружающей среды для всех живых организмов, в том числе и для человека.

В настоящее время в связи с большими перспективами развития нерудного горнопромышленного комплекса в Карелии, необходимо уделять большое внимание проведению научных работ по выбору эффективного комплекса геоэкологической оценки антропогенного воздействия горнодобывающих предприятий. Изучение и описание процессов и явлений, происходящих в пределах действующих горных предприятий, позволит выявить достоверные виды воздействия этой деятельности на окружающую среду, его характер, масштабность; дать прогнозные оценки развития среды. При этом необходимо выделить комплекс оценочных факторов, на основе которых возможно создание эффективных научно обоснованных систем мониторинга для горнодобывающих предприятий Карелии. Полученные результаты смогут применяться как практически, так и теоретически, путем внесения предложений в законопроекты и рекомендаций горным предприятиям по созданию мер для снижения антропогенной нагрузки на окружающую среду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матвеев А.В., Котов В.П. Оценка воздействия на окружающую среду и экологическая экспертиза. СПбГУ-АП.СПб., 2004. 104 с.
2. Приказ Госкомэкологии России от 16.05.2000 N 372 «Об утверждении положения об оценке воздействия намечаемой хозяйственной и иной деятельности на окружающую среду в Российской Федерации».
3. Разработка системы геоэкологического мониторинга г. Петрозаводска как основы устойчивого комплексного развития городской агломерации: отчет о НИР / Институт геологии Карельского научного центра РАН. Рук. Крутских Н.В. Петрозаводск, 2011. 69 с.
4. Федеральный закон от 23.11.1995 г. N 174-ФЗ «Об экологической экспертизе».
5. Федеральный закон от 10.01.2002 г. N 7-ФЗ «Об охране окружающей среды».
6. Шеков В.А., Бархатов А.В. Недра Карелии: стоимость и перспективы освоения // Труды Карельского научного центра РАН Выпуск 5. Петрозаводск, 2003. С. 46–54.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАСЧЕТА ЗСО ВОДОЗАБОРОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОДОЗАБОРА СТ. ДАВЫДОВКА)

Кутилина О.В., Валяльщикова А.А.

Воронежский государственный университет, skyway13@rambler.ru

Охрана источников питьевого водоснабжения от загрязнения и истощения всегда являлась актуальной проблемой. Однако в последнее время, характеризующееся бурным развитием всех отраслей промышленности и сельского хозяйства, она становится еще более актуальной и вместе с тем гораздо более сложной. Это объясняется как увеличением числа потенциальных источников загрязнения, так и появлением новых видов загрязнителей.

Качество воды в действующих водозаборах чаще всего ухудшается вследствие загрязнения бактериями и вирусами, нефтепродуктами, азотсодержащими веществами, сельскохозяйственными ядохимикатами, неорганическими и органическими компонентами промышленных сточных вод, а также неорганическими компонентами, характерными для минерализованных природных вод.

Наибольшему воздействию подвергается подземная гидросфера в районах крупных промышленных узлов, как правило, тяготеющих к железнодорожным узлам, станциям. Это проявляется в истощении ресурсов подземных вод, уменьшении их естественной защищенности, ухудшении химического состава.

На территории Воронежской области сосредоточено около десятка промышленных узлов, в пределах которых эксплуатируются сотни водозаборных скважин.

В настоящее время хозяйственно-питьевое водоснабжение на ст. Давыдовка (Лискинский район Воронежской области) осуществляется за счет водозабора состоящего из одной действующей скважины (№ 3). Две скважины № 4 и № 5 затампонированы в 2005 г. Используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения и производственных нужд ст. Давыдовка. Глубина скв. 3–22,7 м. Скважина 3 была пробурена в 1967 году.

Скважина эксплуатирует водоносный верхнеплищевый терригенный горизонт совместно с водоносным верхнечетвертичным аллювиальным горизонтом ($N_2^3 + aIII$).

Нормативный водоотбор водозабора составляет 153,8 м³/сут., в том числе хозяйственно – питьевые нужды 44 м³/сут., производственные нужды 109,8 м³/сут.

В геологическом строении участка, где расположена скважина (на глубину водозаборных скважин), принимают участие отложения девонской, неогеновой и четвертичной систем.

На исследуемой территории по глубине водозаборных скважин выделяется водоносный верхнеплищевый терригенный горизонт, эксплуатирующийся совместно с водоносным верхнечетвертичным аллювиальным горизонтом.

Горизонт сложен толщей песков различной зернистости и глинистости, глинами, реже суглинками, песчанистыми, мощностью 17,5 м. Перекрывает горизонт толщей песчано-глинисто-суглинистой толщей мощностью 9 м (в том числе глины, суглинки 7 м). На территории водозабора горизонт подстилается водоупорными верхнесемилукскими глинами. Дебит скважины по данным строительных откачек составляет 13,1–24 м³/ч., понижение 2,5–5,5 м, удельный дебит 2,4–9,6 м³/ч. Воды горизонта пресные, минерализация в целом не превышает 1 г/л.

Охрана водозаборов подземных вод должна предусматривать разнообразные профилактические и другие защитные мероприятия, в числе которых организация зон санитарной охраны водозаборов.

В соответствии с СанПиН 2.1.4.1110-02 «Зона санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения» и СНИП 2.04.02-84 «Водоснабжение, наружные сети и сооружения» зона санитарной охраны источников водоснабжения в месте забора воды должна состоять из трех поясов: первого – строгого режима, второго и третьего – режимов ограничения.

I. Первый пояс ЗСО устанавливается на расстоянии 30 м от водозабора при использовании защищенных подземных вод (скв. № 3) и 50 м при использовании недостаточно защищенных горизонтов.

– водоносный верхнеплищевый терригенный горизонт совместно с водоносным верхнечетвертичным аллювиальным горизонтом (N₂³ + аIII) является защищенным.

В настоящее время скважина находится в ограждении 30х85 м, при этом рабочая скважина только одна, № 3 (№ 4 и № 5 затопонированы). Горизонт защищен, зона санитарной охраны размером 30х85 м обеспечит достаточную защиту водозабора от несанкционированного доступа.

Для водозаборов, расположенных на территории объекта, исключающего возможность, загрязнения почвы и подземных вод, а также для водозаборов, расположенных в благоприятных санитарно-технических и гидрогеологических условиях, размеры первого пояса ЗСО допускается сокращать по согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы.

II. Границы второго пояса зоны санитарной охраны, предназначенного для защиты от микробного загрязнения рассчитывается по формуле:

$$R_2 = \sqrt{\frac{Q \times T}{\pi \mu H}}$$

где R – радиус санитарной охраны второго пояса, м;

Q – нормативная производительность водозабора, м³/сут.;

T – время продвижения микробного загрязнения воды (200 сут, для защищенных; 400 сут., для недостаточно защищенных горизонтов);

H – мощность водоносного горизонта, м;

μ – водоотдача или активная пористость водовмещающих пород (принимается по результатам работ гидрогеологического и инженерно-геологического доизучения листа М-37-IV (Воронеж) (Пархоменко и др., 2000) равной 0,3).

Подставляя в формулу числовые значения, входящих в нее параметров получим радиус зоны санитарной охраны второго пояса:

– для скважины № 3, в которой эксплуатируется водоносный верхнеплищевый терригенный совместно с водоносным верхнечетвертичным аллювиальным горизонтом:

$$R_2 = \sqrt{\frac{153,8 \times 200}{3,14 \times 0,3 \times 17,5}} = 43 \text{ м}$$

Следовательно, радиус зоны санитарной охраны второго пояса равен 43 м.

III. Удаление границ третьего пояса зоны санитарной охраны рассчитывается по той же формуле, что и для второго пояса, но значение времени возможного химического загрязнения принимается равным 25 годам или 10 000 суток.

– для скважины № 3, в которой эксплуатируется водоносный в верхнеплищевый терригенный совместно с водоносным верхнечетвертичным аллювиальным горизонтом:

$$R_3 = \sqrt{\frac{153,8 \times 10000}{3,14 \times 0,3 \times 17,5}} = 305 \text{ м}$$

Следовательно, радиус зоны санитарной охраны третьего пояса равен 305 м.

Как известно, борьба с загрязнениями, уже попавшими в водоносный пласт, представляет собой сложную задачу и требует дорогостоящих мероприятий. Осуществление специальных защитных мероприятий требует больших капиталовложений и представляет значительные технические трудности.

Поэтому в деле охраны подземных вод имеют важное значение профилактические мероприятия, цель которых предвидеть и предотвратить опасность загрязнения подземных вод, уменьшить их масштабы.

Применимо к исследуемому району большое внимание должно отводиться общим техническим и технологическим мерам. Сюда относится соблюдение в сельском хозяйстве технологии хранения и применения удобрений и ядохимикатов, переработка отходов животноводства в органические удобрения, разработка эффективных способов утилизации и обезвреживания бытовых отходов, уменьшение выбросов в атмосферу и в поверхностные воды, совершенствование технологии очистки сточных вод, создание и восстановление зон санитарной охраны водозаборов, тампонаж бездействующих скважин.

Эффективным профилактическим мероприятием является систематический контроль за состоянием подземных вод по специализированной сети наблюдательных скважин. Эта сеть должна охватывать крупные промышленные и сельскохозяйственные объекты с фактическим или потенциально повышенным источником загрязнения подземных вод и водозаборы, где существует угроза загрязнения подземных вод.

Профилактические меры должны основываться на нормативном документе, **регламентирующем основные мероприятия** на территории ЗСО – СанПиН 2.1.4.1110-02 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтовский М.Е.*, Справочник гидрогеолога. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 616 с.
2. *Орадовская А.Е., Лапшин Н.Н.* Санитарная охрана водозаборов подземных вод. М.: Недра, 1987. 168 с.
3. *Пархоменко В.Н., Бростовская В.Г., Радьков В.М.* и др. Отчет о проведении геологического и гидрогеологического доизучения, инженерно-геологической съемки масштаба 1:200000 с эколого-геологическими исследованиями на площади листа М-37-IV (Воронеж). М. 2000.
4. Рекомендации по гидрогеологическим расчетам для определения границ 2 и 3 поясов зон санитарной охраны подземных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения. М. 1983. 112 с.
5. СанПин 2.1.4.1074-01. «питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества». М. 2001.
6. Сан Пин 2.1.4.1110-02 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения». М. 2002.
7. СНиП. 2.04.02-84 «Водоснабжение. Наружные сети и сооружения».

ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПОЛИГОНА ТБО Г. ВОРОНЕЖА

Лавлинская Н.С., Валяльщикова А.А.

Воронежский государственный университет, lavlinckaia@rambler.ru

Накопление отходов производства и потребления является одной из основных угроз экологической безопасности Российской Федерации. Ежегодно образуется около 130 млн м³ твердых бытовых отходов (ТБО), промышленной переработке подвергается порядка 3 %, остальное вывозится на свалки и полигоны-захоронения с отчуждением земель в пригородной зоне. Значительное количество ТБО попадает на несанкционированные свалки, количество которых постоянно растет. Поэтому полигоны ТБО представляют собой источник загрязнения окружающей среды, способствуя распространению опасных веществ. При этом в условиях истощения природных ресурсов практически не учитывается промышленный потенциал накопленных и образующихся отходов, являющихся техногенным ресурсом (Экологическая безопасность ..., 2001; Батищев и др., 2000).

В настоящее время около 80 % бытовых и промышленных отходов отправляются на полигоны, которые не отвечают требованиям санитарных норм и правил, а также нормам экологической безопасности для таких объектов. Полигон ТБО г. Воронежа в этом плане не является исключением.

Результаты исследования показали, что территория в зоне влияния данного объекта в экологическом отношении характеризуется как благоприятная. На протяжении последних 10 лет на территории полигона ведется мониторинг состояния поверхностных и подземных вод, а также почвенного покрова и атмосферы. Результаты этих исследований ежегодно докладываются на научных конференциях, семинарах, а также служат основой для написания курсовых и дипломных работ, студентов различных специальностей экологического профиля. Целью работы является выявление тенденций изменения эколого-гидрогеологических условий территории полигона ТБО г. Воронежа на протяжении 2009–2010 гг.

Полигон ТБО г. Воронежа общей площадью 42,16 га расположен на территории отработанной части карьера рудника «Средний» Семилукского месторождения огнеупорных глин. На полигоне ТБО, эксплуатируемом МКП «Производственное объединение по обращению с отходами» захоронено более 2, 525 млн м³ отходов, основная масса которых поступает от населения и предприятий города Воронежа. С 1986 г. по 1993 г. на площадке складирование отходов предприятий и организаций происходило без учета их токсичности и класса опасности на незкранированную поверхность. В 1991/92 гг. по проекту НПФ «Крок» (г. Донецк) был построен и введен в эксплуатацию полигон ТБО г. Воронеж. Проект экспертизу перед началом строительства не проходил. Ближайшие жилые застройки и открытые водоемы находятся на расстоянии более 1,5 км от площадки складирования ТБО, садовые участки – на расстоянии 1 км на северо-восток.

Гидрографическая сеть представлена реками Дон и Девица. Питание рек осуществляется за счет атмосферных осадков и разгрузки подземных вод.

Изучение полигона и территории прилегающей к нему производилось на протяжении многих лет. Наиболее полные данные изложены в следующих работах:

1. Отчет по НИР «Монитор-1» – «Проведение исследований влияния существующего полигона ТБО на состояние поверхностных и подземных вод в составе рабочего проекта строительства II очереди производственной зоны полигона ТБО г. Воронеж в руднике «Средний» в Семилукском районе в рамках существующего землеотвода МУП «Производственное объединение по обращению с отходами», управление по охране окружающей среды г. Воронеж, ЗАО научно-проектная фирма «ОВЕН», Воронеж, 2003 г.

2. Экологическая безопасность полигонного депонирования твердых бытовых отходов. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Довгань С.А., Воронеж, 2001 г.

3. Батищев В.В., Кияшкин В.И., Довгань С.А. Полигон ТБО Воронежа и состояния подземных вод // Экология и промышленность России. – 2000. – № 8. – С. 40–44.

4. Отчет о проведении геологического и гидрогеологического изучения территории полигона ТБО с эколого-геологическими исследованиями ГТП «Воронежгеология» / В.А. Пархоменко [и др.]. – Воронеж, 2000 г.

5. Экологически чистый полигон захоронения ТБО для г. Воронеж, научно-производственная фирма «ОВЕН», группа проекта № ENURUS 9901 TACIS, Воронеж, 2002 г.

6. Гидрогеологическое заключение о результатах работ по ведению мониторинга геологической среды на территории полигона ТБО г. Воронежа рудника «Средний» за период 1991–2000 гг. Воронеж, ГТП «Воронежгеология», 2000 г.

Самые последние результаты по мониторингу состояния природной среды в зоне влияния полигона ТБО г. Воронежа рассматриваются в работе Чеботаревой А.В.

Обобщенный анализ данных источников, позволил сделать следующие заключение о состоянии подземных вод: наблюдается ухудшение их состояния в течение периода наблюдений – в 1993 г., ситуация характеризуется как риск, в 2003 г. и в 2009 г. – как бедствие. Очевидно, что и в течение ближайших лет ситуация не изменится в лучшую сторону, накопленные в течение десятилетия отходы еще очень долго будут оставаться источником загрязнения грунтовых вод.

По данным за 2009 год пробы отбирались по трем скважинам: 13, 14, 17. В 2010 году отбор проб проводился также по трем скважинам. Анализ полученных результатов не позволяет классифицировать воду в соответствии с принятой гидрогеохимической типизацией природной воды. Так как данные воды являются техногенно-метаморфизованными и имеют аномальные концентрации компонентов, не свойственных природным водам. Среди макро компонентов наиболее высокие концентрации характерны для ионов хлора, достигая в техногенном горизонте 5835 мг/дм³. Остальные макрокомпоненты находятся в пределах нормы (Отчет о..., 2000). Результаты приводятся далее в таблице 1.

Как видим перечень загрязняющих компонентов и их концентрации аналогичны таковым в предшествующие годы. Концентрация никеля остались практически на низменном уровне. Содержание формальдегидов по скважине № 13 и № 17 демонстрируют динамику на уменьшение. Концентрация по скважине № 14, отмечается незначительный рост, с 2,29 до 2,39. Прочие компоненты-загрязнители, такие как железо, ион аммония, показали такие же значения как в предыдущие годы. Наибольшую долю в экологическое неблагополучие вносят такие компоненты, как сухой остаток, ХПК, БПК, аммоний, железо, никель, марганец. Наибольшая величина сухого остатка фиксируется в скважине № 17, достигая 23–24 мг/дм³. В этой же скважине отмечается максимальное значение для перечисленных выше компонентов загрязнителей за исключением железа и марганца. Концентрация железа в период наблюдения оставалось крайне высоким по всем скважинам. Концентрация марганца по скважинам № 13 и № 17 изменяется от 0,07 до 0,6 мг/дм³. В скважине № 14 концентрация несколько выше, соответственно составляет 2,3–2,4 мг/дм³.

Из всех видов соединения азота доминирующим в отобранных пробах, является ион аммония, чему способствуют восстановительные условия. В скважине № 13 концентрация аммония составляет 6,4–6,8 мг/дм³, во всех остальных скважинах превышен верхний предел применяемого аналитического метода, т.е. более 20 мг/дм³. Большое количество органических и неорганических загрязнителей обуславливают аномально высокое значение ХПК и БПК.

Таблица 1.

№ п/п	Показатели анализа	Результаты измерений мг/дм³						ПДК мг/дм³
		№ 13		№ 14		№ 17		
		2009	2010	2009	2010	2009	2010	
1	pH	6,77	6,44	6,71	6,5	8,78	8,05	6–9
2	Взвешенные вещества	656	565	378	350	142	139	
3	Сухой остаток	1084	1200	2664	2500	23732	22635	1000
4	Сульфат-ион	154	120	12,6	12,5	122	115	500
5	Хлорид-ион	156	96	958	800	5835	5725	350
6	ХПК	121	150	300	259	10400	9500	5
7	Аммоний-ион	6,4	6,8	>20,0	>20,0	>20,0	>20,0	2
8	Нитрит-ион	0,09	0,05	0,12	0,10	0,55	0,35	3,3
9	Фосфат-ион	0,25	0,30	0,29	0,30	29,1	27,2	3,5
10	Железо общее	>25,0	>25,0	>25,0	>25,0	>25,0	>25,0	0,3
11	Нефтепродукты	0,04	0,02	0,04	0,03	0,042	0,021	0,1
12	Медь	0,003	0,004	0,002	0,003	0,251	0,125	1
13	Свинец	0,023	0,025	0,056	0,060	0,206	0,15	0,03
14	Никель	0,006	0,005	0,026	0,030	0,123	0,112	0,001
15	Марганец	0,634	0,597	2,411	2,315	0,076	0,057	0,1
16	Фенолы	0,002	0,001	0,015	0,015	0,106	0,1	0,001

По всем пробам отмечена концентрация никеля от 6 до 123 ПДК. Максимальное значение характерно для скважины № 17. Здесь же отмечается повышенная концентрация свинца до 0,2 мг/дм³, фосфатов до 29 мг/дм³.

Прочие элементы и соединения колеблются в достаточно широких интервалах, но не превышают ПДК.

Обобщив имеющуюся информацию, можно сделать вывод, что за прошедший период наблюдения (2009–2010 годы) четких изменений в положительную или отрицательную сторону в эколого-гидрогеохимической обстановке не выявлено. Общая ситуация не изменилась и оценивается как бедствие (Отчет по..., 2003).

Для дальнейшего ведения мониторинга и получения достоверных результатов необходимо провести ремонт существующих наблюдательных скважин и дополнительно обустроить еще две наблюдательные скважины по направлению вниз по потоку грунтовых вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батищев В.В., Кияшкин В.И., Довгань С.А. Полигон ТБО Воронежа и состояния подземных вод // Экология и промышленность России. 2000. № 8. С. 40–44.
2. Гидрогеологическое заключение о результатах работ по ведению мониторинга геологической среды на территории полигона ТБО г. Воронежа рудника «Средний» за период 1991–2000 гг. // Воронеж, ГГП «Воронежгеология», 2000.
3. Отчет о проведении геологического и гидрогеологического изучения территории полигона ТБО с эколого-геологическими исследованиями ГГП «Воронежгеология» / В.А. Пархоменко и др. Воронеж, 2000.
4. Отчет по НИР «Монитор-1» – «Проведение исследований влияния существующего полигона ТБО на состояние поверхностных и подземных вод в составе рабочего проекта строительства II очереди производственной зоны полигона ТБО г. Воронеж в руднике «Средний» в Семилукском районе в рамках существующего землеотвода МУП «Производственное объединение по обращению с отходами», управление по охране окружающей среды г. Воронеж, ЗАО научно-проектная фирма «ОВЕН», Воронеж, 2003.
5. Экологическая безопасность полигонного депонирования твердых бытовых отходов. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Довгань С.А., Воронеж, 2001.
6. Экологически чистый полигон захоронения ТБО для г. Воронеж, научно-производственная фирма «ОВЕН», группа проекта № ENURUS 9901 TACIS, Воронеж, 2002.

МОНИТОРИНГ ТЕРРИТОРИЙ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ ЛЕГКИМИ НЕФТЕПРОДУКТАМИ

Огняник Н.С., Парамонова Н.К., Шпак Е.Н.

Институт геологических наук НАН Украины, gwp_ign@gwp.org.ua, shpak_lena@yahoo.com

Одна из важных экологических проблем на Украине на сегодняшний день – это загрязнение геологической среды нефтепродуктами, включая подземные воды, которые составляют около 30 % в обеспечении населения питьевой водой. По всей территории Украины существует эколого-геологический риск от нефтехимических объектов. Загрязнение подземных вод нефтепродуктами отмечается в ряде городов – Херсоне, Луганске, Кременчуге, Луцке, Ужине и др. В сложившейся ситуации актуальным является выполнение мониторинга территорий, загрязненных нефтепродуктами.

Под **мониторингом** территорий, загрязненных легкими нефтепродуктами (ЛНП), понимается система наблюдений за количественными и качественными изменениями в пространстве и времени накоплений ЛНП в геологической среде с целью их выявления, оценки состояния, количества и трансформации, прогнозирования распространения и предупреждения влияния на грунты, поверхностные и подземные воды, а также приповерхностную атмосферу для оценки их экологического состояния, проведения мероприятий по недопущению, локализации или ликвидации загрязнения (Гольдберг, 1987; Израэль, 1984).

Цель и задачи мониторинга определяются этапом исследования, а его проектирование должно ответить на вопросы: по каким показателям и параметрам ведется наблюдение; какое необходимое количество и размещение точек наблюдения или апробирования; с помощью каких моделей будет выполняться прогноз распространения ЛНП в пространстве и времени.

Первоочередной мониторинг территорий, загрязненных ЛНП, осуществляется в пределах **государственной системы мониторинга** окружающей среды (Положения про державну систему моніторингу довкілля № 391 від 30 березня 1998 р.), поверхностных и подземных вод (Постанова Кабінету Міністрів України про затвердження Порядку здійснення державного моніторингу вод № 815 від 20 липня 1996 р.), где необходимо определить наличие суммарного ЛНП, его тип, индикаторные, канцерогенные и неканцерогенные вещества в подземных и поверхностных водах, зоне аэрации, подземном и приземном воздухе. При оценке безопасного состояния подземных вод и грунтов суммарное содержание в них ЛНП не может служить количественным индикатором угрозы для здоровья людей и состояния подземных вод. Безопасное состояние подземных вод и грунтов определяется на основе предельно допустимых концентраций (ПДК) отдельных токсичных веществ, которые входят в состав суммарных ЛНП. Безопасные с точки зрения риска ПДК для каждого вещества должны устанавливаться специализированными предприятиями таким образом, чтобы риск не превышал допустимого уровня с учетом вероятности контакта человека с этим веществом на протяжении всей жизни и на здоровье следующих поколений. Если государственным мониторингом выявлены участки с опасным загрязнением ЛНП, то на них должны проводиться специализированные исследования для установления источников и масштаба загрязнения в разных компонентах геологической среды, прогноза его распространения, степени влияния и угрозы для народнохозяйственных объектов.

Блок-схема системы мониторинга показана на рис. 1.



Рис. 1. Блок-схема систем мониторинга территорий, загрязненных легкими нефтепродуктами.

Специализированные исследования проводятся на основе предупреждения или рекомендаций, которые выдает государственный мониторинг. Они включают установление источника загрязнения и оценочные работы.

Оценочные работы (исследование и мониторинг) проводятся для предварительной оценки степени загрязнения геологической среды и экологической угрозы, которую вызывает или может вызвать загрязнение.

На основе оценочных исследований и мониторинга устанавливается масштаб загрязнения и его поведение, а также выполняются упрощенные прогнозы (аналитические расчеты или разведочное моделирование) распространения установленного пятна загрязнения. Чтобы проследить влияние на загрязнение сезонных климатических факторов, колебания уровня грунтовых вод, инфильтрации и водоотбора, мониторинг должен проводиться не менее одного года.

Мониторинг на данной стадии предназначен установить, что выявленное пятно загрязнения (в подземном воздухе, грунтах и зоне аэрации, грунтовом и нижележащем водоносных горизонтах):

- увеличивается по площади и массе;
- увеличивается по площади при стабильной массе;
- увеличивается по площади при массе, которая уменьшается;
- площадь и масса пятна остаются стабильными;
- уменьшается как площадь, так и масса.

Определение этих положений даст возможность установить активность источника загрязнения и роль расходных процессов (переход в другую фазу, деструкция).

На основе оценочных работ определяется уровень риска загрязнения, в пределах которого существует реальность угрозы здоровью людей из-за поступления в организм вредных веществ из загрязненных грунтов, воздуха, подземных и поверхностных вод, накопления взрывоопасных испарений. Согласно (Грищенко, Кузьмін, 2000), выделяют четыре степени риска.

Критический риск существует на участках, в пределах которых имеется прямая угроза здоровью людей вследствие использования загрязненных вод для питья, контакта с загрязненными грунтами и воздухом, а также угроза взрыва или пожара вследствие накопления легких органических компонентов.

Высокий риск существует на участках, где не исключена потенциальная угроза для здоровья людей, безопасного функционирования углубленных сооружений и коммуникаций, состояния питьевого водоснабжения, уязвимых элементов природной среды вследствие распространения загрязнения. К этому необходимо добавить, что потенциальная угроза со временем уменьшится в период проведения работ, связанных с ликвидацией или локализацией загрязнения.

Умеренный риск характерен для участков, где установлено, что потенциальное влияние нефтехимического загрязнения на здоровье людей и состояние питьевого водоснабжения незначительно, или же имеет случайный несистематический характер. Следует учитывать, что возможное загрязнение станет со временем намного больше в период проведения реабилитационных работ.

Низкий риск существует на участках, где не установлено реальных или потенциальных отрицательных проявлений нефтехимического загрязнения подземных вод и грунтов. Но с изменением условий (что не следует исключать) такая угроза может возникнуть.

На участках с критическим и высоким риском необходимы срочные восстановительные работы. Для разработки мероприятий по ликвидации загрязнения и обоснования проекта реабилитационных работ проводятся разведочные работы с целью уточнения гидрогеологических параметров, объема и площади распространения загрязнителя. Проводится **специальный мониторинг** поведения загрязнителя в грунтах зоны аэрации, подземном воздухе и в водоносных горизонтах. Специальный мониторинг проводится также во время реабилитационных работ для определения их эффективности, а при необходимости – для корректирования объема и видов работ. Наблюдения проводятся за преобладающими фазами загрязнения геологической среды.

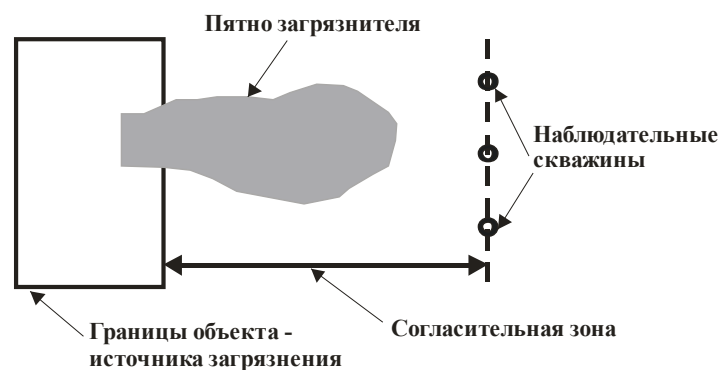


Рис. 2. Согласительная зона вокруг объекта – потенциального источника загрязнения легкими нефтепродуктами.

На участках с умеренным и низким риском выполняется **контролирующий мониторинг** за распространением загрязнителя и развитием ситуации, чтобы вовремя предупредить о возможном высоком риске.

Контролирующий мониторинг используется также для слежения за возможным поступлением загрязнителя из объектов – потенциальных источников загрязнения. Вокруг объекта устанавливается **согласительная зона**, в пределах которой содержание загрязнителя как в зоне аэрации, так и в водоносном горизонте должно быть ниже ПДК (рис. 2). Размеры согласительной зоны должны обосновываться при проектировании объектов (Meyer et al., 1994). Наблюдательные точки располагаются за пределами согласительной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 248 с.
2. Грищенко А.В., Кузьмін В.В. Інструкція щодо порядку організації та проведення природоохоронних робіт на ділянках нафтохімічного забруднення підземних вод та ґрунтів (проект). К.: Міністерство екології та природних ресурсів України, 2000. 22 с.
3. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. М.: Гидрометеиздат, 1984. 560 с.
4. Положення про державну систему моніторингу довкілля № 391 від 30 березня 1998 р.
5. Постанова Кабінету Міністрів України про затвердження Порядку здійснення державного моніторингу вод № 815 від 20 липня 1996 р.
6. Meyer P.D., Valocchi A.J., Eheart J.W. Monitoring network design to provide initial detection of groundwater contamination // Water Resources Research, V. 30. № 9. 1994. P. 2647–2659.

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ПРИРОДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

Пастушенко Л.Ю.

Воронежский государственный университет, mila_past@mail.ru

Особо охраняемые природные территории (ООПТ) – это объекты общенационального достояния, в пределах которых располагаются природные комплексы и объекты, имеющие особое природоохранное, научное, культурное, эстетическое, рекреационное и оздоровительное значение. Решениями органов государственной власти они полностью или частично изымаются из хозяйственного использования, для них устанавливается соответствующим нормативным актом режим особой охраны.

В настоящее время в систему ООПТ Воронежской области входят:

- 2 государственных природных заповедника федерального значения: Воронежский государственный природный биосферный заповедник и Хоперский государственный природный заповедник;
- 2 государственных природных заказника федерального значения: государственный природный заказник федерального значения «Воронежский» и государственный природный заказник федерального значения «Каменная степь»;
- 11 государственных природных заказников регионального значения;
- дендрологический парк Опытный дендрарий «Автон-11»;
- 175 памятников природы регионального значения.

В области существует следующее соотношение площадей ООПТ различных категорий:

- государственные природные заповедники федерального значения – 345,7 км²;
- государственные природные заказники федерального значения – 282,3 км²;
- государственные природные заказники регионального значения – 826,2 км²;
- памятники природы регионального значения – 65,9 км².

Общая площадь ООПТ равна 1520,1 км², что составляет около 3% от площади Воронежской области.

Государственные природные заповедники – самая строгая, а потому и наиболее эффективная форма сохранения эталонных участков природы, охраны генетического разнообразия растений и животных.

Воронежский государственный природный биосферный и Хоперский государственный природный заповедники, расположенные в Воронежской области, являются природоохранными, научно-исследовательскими и эколого-просветительскими учреждениями, имеющими целью сохранение и изучение естественного хода природных процессов и явлений, генетического фонда растительного и животного мира, отдельных видов и сообществ растений и животных, типичных и уникальных экологических систем.

Государственными природными заказниками являются территории (акватории), имеющие особое значение для сохранения или восстановления природных комплексов или их компонентов и поддержания экологического баланса.

гического баланса. В Воронежской области созданы 2 государственных природных заказника федерального значения: государственный природный заказник федерального значения «Воронежский» и государственный природный заказник федерального значения «Каменная степь».

В Воронежской области распространены государственные природные заказники исключительно комплексного профиля. Целесообразно развитие сети государственных природных заказников, причем различных профилей.

Задачи и особенности режима особой охраны территории конкретного государственного природного заказника федерального значения определяются положением о нем, утверждаемым федеральным органом исполнительной власти в области охраны окружающей среды.

Среди них:

- сохранение природных комплексов в естественном состоянии;
- сохранение, воспроизводство и восстановление природных ресурсов;
- поддержание экологического баланса (Негробов, 2001).

Следует отметить, что в Постановлении Администрации Воронежской области «О развитии сети особо охраняемых природных территорий» от 25.10.2000 г. № 1001 [88] сказано, что охрана территории государственного природного заказника регионального значения и контроль за соблюдением установленного режима осуществляется штатными работниками природоохранных органов в пределах своей компетенции. Однако на сегодняшний день охрана и контроль на территории государственных природных заказников регионального значения практически не проводится. Данная проблема должна решаться при реализации разрабатываемой «Схемы развития и размещения ООПТ Воронежской области».

Дендрологические парки являются природоохранными учреждениями, в задачи которых входит создание специальных коллекций растений в целях сохранения разнообразия и обогащения растительного мира, а также осуществление научной, учебной и просветительской деятельности. На территории Воронежской области расположен дендрологический парк регионального значения Опытный дендрарий «Автон-11».

Памятники природы – уникальные, невозполнимые, ценные в экологическом, научном, культурном и эстетическом отношении природные комплексы, а также объекты естественного и искусственного происхождения. В Воронежской области на настоящий момент существуют 175 памятников природы регионального значения.

Памятники природы регионального значения Воронежской области утверждены Постановлением администрации Воронежской области от 28.05.1998 г. № 500 «О памятниках природы на территории Воронежской области», Постановлением Администрации Воронежской области от 25 октября 2000 г. № 1001 «О развитии сети особо охраняемых природных территорий», Постановлением Правительства Воронежской области «О создании памятников природы областного значения в Павловском муниципальном районе Воронежской области» и другими нормативно-правовыми актами.

Основным документом, подтверждающим статус, ценность, состояние памятника природы регионального значения является его паспорт. По итогам анализа паспортов памятников природы можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее распространены памятники природы регионального значения биологического профиля. Затем по убыванию следуют памятники природы регионального значения гидрологического профиля, дендрологического профиля, геологического профиля, ландшафтного профиля и, наконец, комплексные.

2. Памятники природы регионального значения биологического профиля занимают площадь в 4178,36 га. Это объясняется не только их большим количеством, но и значительной площадью отдельных памятников природы регионального значения.

3. Среди основных проблем, возникших при проведении аналитических работ, следует отметить устаревшую по ряду параметров информацию. Это объясняется большой давностью последнего обследования памятников природы регионального значения.

Решение озвученной проблемы возможно только в повторном, а для отдельных объектов и первичном обследовании, проведении инвентаризации и паспортизации памятников природы регионального значения.

Пространственно наибольшее количество памятников природы регионального значения расположено в Бобровском районе и городском округе г. Воронеж. Это объясняется богатой гидросетью района и распространением на его территории большого количества старых сосновых и дубовых насаждений. В связи со значительным уровнем техногенной нагрузки на компоненты природной среды в пределах крупной городской агломерации – г. Воронеж – для сохранения природной среды также обустроено значительное количество ООПТ.

Предварительные рекомендации и мероприятия по оптимизации ООПТ областного и муниципального значения включают следующие:

1. Особое внимание следует обратить на Воробьевский и Каширский районы, где памятники природы регионального значения отсутствуют.

2. Очень остро стоит вопрос охраны существующих памятников природы регионального значения. В соответствии с ФЗ «Об особо охраняемых территориях» № 33 от 14.03.1995 г. собственники, владельцы и пользователи земельных участков, на которых находятся памятники природы, принимают на себя обязатель-

ства по обеспечению режима особой охраны памятников природы. Однако, как показывает практика, такая охрана не является эффективной. В отношении многих памятников природы регионального значения требуется не только охрана, но и проведение мероприятий по восстановлению и сохранению.

3. Увеличение площади памятников природы регионального значения. Такой меры требует 44 из 175 существующих памятников природы регионального значения.

4. Перевод памятников природы в категорию государственных природных заказников регионального значения, дендрологических парков или природных парков. Таких объектов на территории Воронежской области 20.

5. Исключение отдельных объектов из перечня ООПТ.

По итогам проведенной работы можно выделить следующие проблемы в организации сети особо охраняемых территорий Воронежской области:

1. Недостаточность общей площади ООПТ в пределах Воронежской области (около 3% от площади области).

2. Для увеличения общей площади ООПТ необходимо расширение существующих особо охраняемых природных территорий.

3. Для оценки современного состояния сети существующих памятников природы регионального значения необходимо проведение повторной паспортизации существующих объектов.

4. При создании Схемы ООПТ особое внимание уделить территориям, характеризующихся минимальными площадями существующих особо охраняемых природных территорий.

5. Выделение комплексных ООПТ как основы для многопрофильного использования особо охраняемых природных территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Негрбов О.П. Кадастр особо охраняемых территорий Воронежской области. В.: Типография ВГУ, 2001. 146 с.

СКОПЛЕНИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОХОТСКОМ МОРЕ

Пестрикова Н.Л.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН,
natap81@mail.ru*

Газогидраты были известны химикам уже в начале XIX в. (Gas Hydrates. Relevance..., 1998). Нефтяная промышленность узнала о существовании газогидратов в 1930-х гг., когда было обнаружено, что их образование является причиной «закупорки» нефтепровода во время транспортировки природного газа (Hammerschmidt, 1934; Gas Hydrates. Relevance..., 1998). В начале 1960-х гг. советские геологи и геохимики А.А. Трофимук, Н.В. Черский, В.Г. Васильев, Ю.Ф. Макогон, Ф.А. Требин, основываясь на теоретических моделях и экспериментальных данных, установили ранее неизвестное свойство природных газов образовывать в земной коре при определенных термобарических условиях (температура – до 295°K, давление – до 250 атмосфер) залежи в твердом – газогидратном – состоянии. Можно смело говорить, что это открытие (Газогидраты морей..., 2005), явилось одним из наиболее выдающихся геологических событий XX в. В 1966 г. В.А. Соколов высказал предположение о возможности образования гидратов природных газов в породах дна морей и океанов (Зубова, 1988).

Газогидраты представляют собой образования, состоящие из смеси газа и воды. Основным элементом гидратов является кристаллическая ячейка из молекул воды, внутри которой размещена молекула газа (Бык и др., 1980; Kvenvolden, McMenamin, 1980). Достаточно значительные количества природного газа могут находиться в осадочных отложениях в форме газогидратов: одна объемная единица гидратов содержит газ, который способен занимать до 170 объемных единиц при нормальных условиях. В Мировом океане благоприятные термобарические условия для образования и существования скоплений газогидратов существуют, начиная с глубин около 300–400 м (Гинсбург, Соловьев, 1994), что в сочетании с огромными площадями распространения осадочных отложений (особенно в пределах континентальных склонов) делает проблему изучения газогидратов в морских условиях особенно актуальной.

В настоящее время в Охотском море известны два района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: восточный сахалинский склон и Припарамуширский район Курильских островов. Скопления газогидратов обнаружены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки, контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы (Зоненшайн и др., 1987; Обжиров и др., 1989; Гинсбург, Соловьев, 1994; Biebow, Huetten, 1999; Biebow et. al., 2002; Dullo et. al., 2004; Matveeva et. al.,

2005; Обжиров и др., 2005, Обжиров и др., 2006). В этих структурах развит мощный осадочный чехол, представленный в основном переслаивающимися песчаниками, алевролитами, вулканогенными слоями и глинами и характеризующийся достаточно высоким потенциалом генерации углеводородов (Веселов и др., 2004).

К 2009 г. в районе северо-восточного сахалинского склона выявлены около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоботбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газовые гидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см до 400–500 см и достигают 0,1–1,0 мл/л. В интервале 0–200 см они, как правило, не превышают 0,005–0,01 мл/л. Начиная с глубин 600–1000 см, концентрации метана увеличиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями концентрации метана 20000–200000 нл/л у дна и 500–1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то время как в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1–4 порядка ниже указанных величин.

В 2009 г. был изучен новый район подводной газовой разгрузки в Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопроявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории. Обнаружено около 200 газовых выходов. Выявлены аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000–2000 нл/л. Исследованы осадочные донные отложения. Выявлены участки в пределах нового южного района перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной площади, признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений и проявления метана по величине меньше, чем в северной части. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

В 2010 г. в пределах нового обширного района распространения газовых выходов, открытого в 2009 г. и расположенного южнее известной северной площади, обнаружены газогидратсодержащие отложения (на трёх станциях). Также зафиксировано около 200 выходов пузырей метана из донных отложений в воду. В донных осадках, отобранных в районе газовых выходов, обнаружена аномальная концентрация метана (200 мл/л), которая в 1000–10000 раз превышает фон. В придонном слое воды в районе газовых потоков отмечена концентрация метана 2000–4000 нл/л, что превышает фон в 100 раз и более. Выявленные в донных осадках слои газогидратов обнаружены на глубине около 2 м от дна. Мощность газогидратсодержащей толщи составляла почти 1 м. Мощность слоев газогидратов – от 2,0 до 0,5 см. Общее количество газогидратов в толще не превышало 20 %. Состав газа газогидратов: $\text{CH}_4 = 94,9 \%$, $\text{C}_2\text{H}_6 = 0,0046\%$, $\text{C}_3\text{H}_8 = 0,00015 \%$ и $\text{CO}_2 = 0,145 \%$. Кроме того, геофизической съемкой выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газифлюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

Также особенности районов газогидратопроявления в пределах исследуемой акватории проявляются в наличии морфонеровностей морского дна (холмы, воронки) и в воздействии газовых выходов (потоков метана) на биоту, проявляющемся в формировании своеобразных оазисов жизни (бурное развитие бактериальных матов, концентрирование живых моллюсков *Calypotgena* и/или *Conchocoele* по мере приближения к центральным частям газовых выходов), не характерных для территорий с фоновыми концентрациями метана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бык С.Ш., Макогон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. - М. : Химия, 1980. 296 с.
2. Веселов О.В., Ильёв А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецакая Е.В., Злобина Л.М., Жигулёв В.В., Корнев О.С., Кочергин А.В., Куделькин В.В. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Отв. ред. К.Ф. Сергеев. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
3. Газогидраты морей и океанов ждут изучения и освоения. Газогидраты. Скопления. Новости. 23 июля 2005 г. / Центр информационных технологий и систем органов исполнительной власти. ЦИТиС / Информационные системы в интересах ОГВ / ЕСИМО. – <http://www.citis.ru/info-systems/esimo/news/23-07-05/2/>.
4. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. - СПб. : ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
5. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 5. С. 795–800.

6. Зубова М.А. Гидраты природных газов в недрах Мирового океана. – М.: Морская геология и геофизика (ВНИИЗарубежгеология), 1988. – 61 с.
7. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАОС-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая – 10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН; рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. – Владивосток, 2005. 123 с.
8. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАОС-3» в 39 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 24 мая – 19 июня 2006 г. / ТОИ ДВО РАН; рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. – Владивосток, 2006. – 62 с.
9. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звуко рассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 2. С. 119–121.
10. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ТОИ ДВО РАН. – Владивосток, 2003. 23 с.
11. Biebow N. and Huetten E. (Eds.) Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. - Kiel, Germany, 1999. 188 p.
12. Biebow N., Kulinich R., and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1–2. – Kiel, Germany, 2002. 190 p.
13. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. – Kiel, Germany, 2004. 125 p.
14. Gas Hydrates. Relevance to world margin stability and climatic change. In J.-P. Henriot and J. Mienert (Eds.). – UK, London : Geological Society, 1998. Special Publication. – № 137. – 338 p.
15. Hammerschmidt E. Formation of gas hydrates in natural gas transmission lines // Industrial Engineering Chemistry. – 1934. – V. 26. – P. 851–855.
16. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhairov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb.: VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.
17. Shoji H., Jin Y.K., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. 136 p.
18. Jin Y.K., Shoji H., Obzhairov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R.V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50. Published by Korea Polar Research Institute. Korea, January, 2011. 129 p. P. 34–37.

О ВЛИЯНИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ СТОЧНЫХ ВОД НА АКВАТОРИЮ ВОРОНЕЖСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Повалюхина Т.В., Косинова И.И.

Воронежский государственный университет, tan-0301@yandex.ru

В современной России насчитывается значительное количество водохранилищ, трансформирующих природную среду. Несмотря на то, что их создание – это максимальное приближение водных ресурсов к потребителям, возможность создания зон отдыха для горожан, а главное улучшение питания водоносных горизонтов, используемых для водоснабжения, их образование ведет к подтоплению территорий, загрязнению поверхностных и подземных вод.

Воронежское водохранилище, созданное в 1972 г. путем перекрытия реки Воронеж плотиной гидроузла у с. Шилово, полностью расположено в городской черте и является крупнейшим искусственным водоемом Центральной Черноземья. По своим параметрам оно относится к проточному типу, ориентировано с севера на юг, имеет площадь водного зеркала 70 км² и представляет собой мелководный водоем руслового типа с замедленным водообменом.

Воронежское водохранилище характеризуется неблагоприятными гидрологическими условиями формирования качества воды, при этом главной его задачей до сих пор остается питьевое водоснабжение населения и техническое водоснабжение предприятий города.

В настоящее время на качество вод водохранилища оказывает влияние ряд факторов: атмосферные осадки, грунтовые воды, воды притоков, сбросы сточных вод. Последние создают угрозу санитарно-эпидемиологическому благополучию населения.

Несмотря на то, что по таким показателям как СПАВ, рН, минерализация, сульфаты, качество вод водоема с момента его создания практически не изменилось, ежегодно увеличивается содержание нефтепродуктов и взвешенных веществ, а также биогенных элементов, обуславливающих цветение водохранилища. Наибольший вклад в привнос данных элементов оказывают сбросы промышленных сточных вод различных предприятий города, а также поверхностный сток с урбанизированных территорий. Находящиеся в стоках загряз-

нителю, в том числе и тяжёлые металлы, как в растворённой форме, так и в виде взвеси, частично смешиваются с водой водохранилища, частично оседают на дно и аккумулируются в донных отложениях.

Так, в настоящее время одним из основных источников загрязнения Воронежского водохранилища является ЗАО «Воронежский шинный завод», ранее функционирующий как ООО «Амтел-Черноземья».

В настоящее время ЗАО «ВШЗ» представляет собой действующий производственный комплекс по выпуску легковых шин, шин для легкогрузовых автомобилей, машин для строительно-дорожных работ, сельскохозяйственной техники и ряда других шин целевого назначения. Проектная мощность предприятия составляет 7645,6 тысяч шин в год.

Изготовление резиновых смесей производится в цехе № 328. Процесс осуществляется в две стадии, кроме того предусмотрена повторная доработка. Для получения резиновых смесей применяются резиносмесители большой единичной емкости, управляемые ЭВМ с оптимизацией процесса смешения. На второй стадии резиновые смеси гранулируются, охлаждаются, листуются и подаются на механизированный склад готовых смесей. Для охлаждения технологического оборудования в цехе предусмотрена оборотная система подачи технической воды, которая забирается из Воронежского водохранилища.

Однако указанные оборотные системы эксплуатируются на протяжении длительного времени и начатая реконструкция до конца не доведена. Основное и вспомогательное технологическое оборудование систем водооборотного охлаждения морально устарело. Процесс охлаждения оборудования неэффективен. Температурный режим не выдерживается, поэтому подпитка оборотных систем производится чаще. В связи с этим, объем сбрасываемых производственных вод после использования составляет 80 % от объема забираемых вод.

Кроме того, очистка производственных и поверхностных (ливневых и талых) сточных вод осуществляется на простейших очистных сооружениях механической очистки, включающих:

- пруд-отстойник площадью 10 га;
- нефтеловушку проектной мощностью 1700 м³/час.

В качестве средства дополнительной очистки производственных и поверхностных (ливневых и талых) сточных вод предприятия принят безреагентный способ фильтрования стоков через сооружение для улавливания нефтепродуктов, работающих по принципу зернистых фильтров с нисходящим потоком, установленное на входе в нефтеловушку. В качестве фильтрующей загрузки в сооружении используется кокс, обладающий высокой адсорбционной способностью по отношению к нефтепродуктам и большим фильтрационным циклом загрузки по отношению к другим материалам.

Таким образом, сточные воды из всего спектра загрязняющих веществ проходят очистку лишь по двум компонентам. Эффект очистки производственных и поверхностных (ливневых и талых) сточных вод по взвешенным веществам составляет 45,5 %, по нефтепродуктам – 64,5 %.

Тем не менее, содержание нефтепродуктов не соответствует предъявляемым требованиям нормативов допустимых сбросов, за исключением 2008 и 2009 годов, когда функционирование предприятия не шло в полном объеме (рис. 1). Аналогична ситуация по взвешенным веществам (рис. 2).

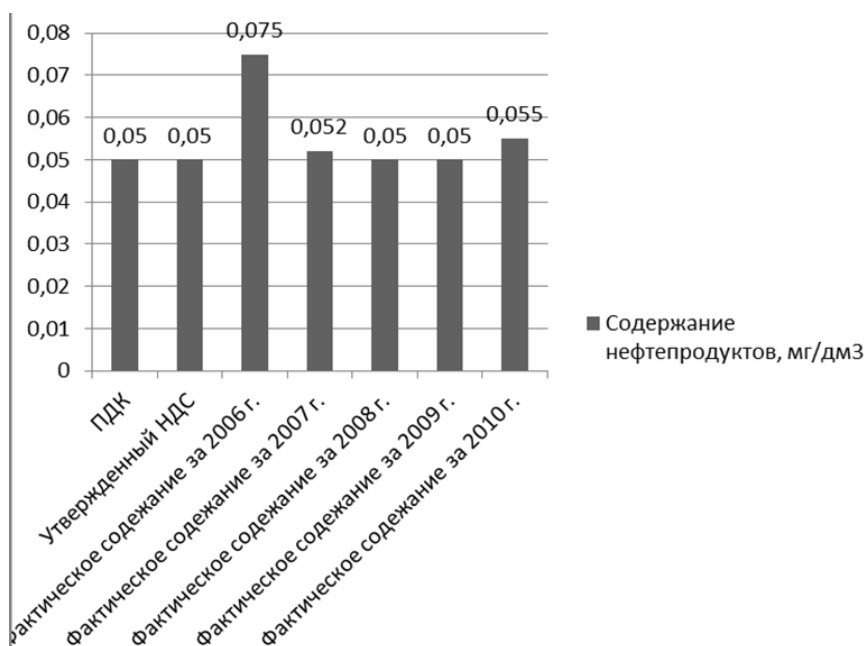


Рис. 1. Содержание нефтепродуктов в сточных водах ЗАО «ВШЗ» за период с 2006 по 2010 гг. относительно утвержденных нормативов.

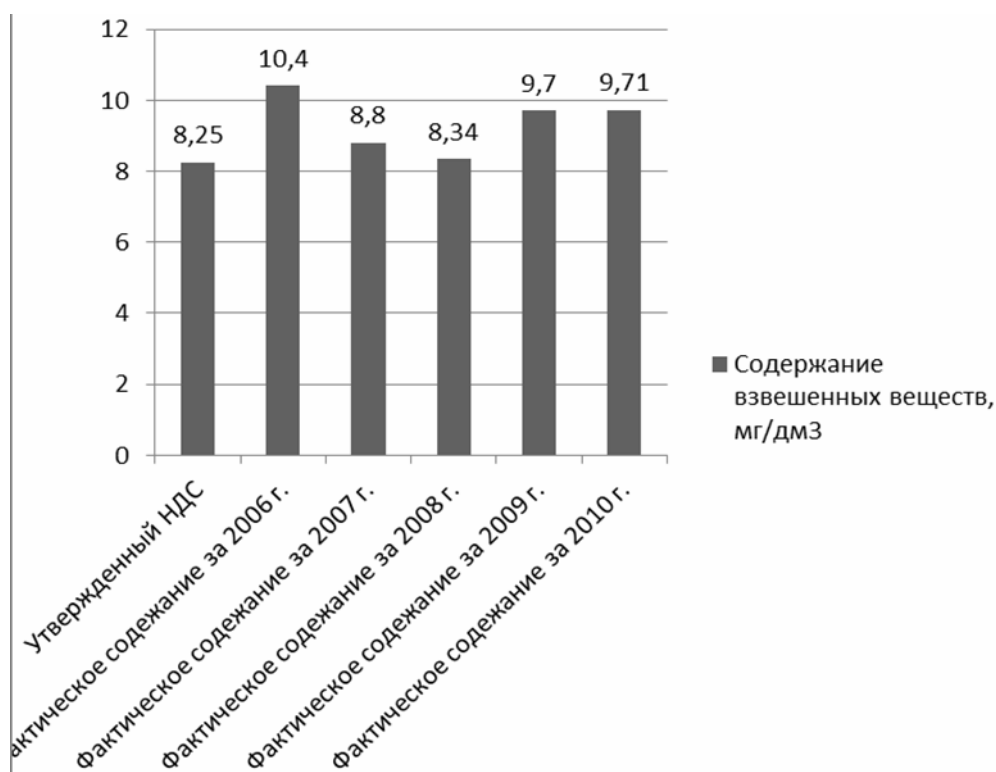


Рис. 2. Содержание взвешенных веществ в сточных водах ЗАО «ВШЗ» за период с 2006 по 2010 гг. относительно утвержденных нормативов.

Помимо вышеуказанных компонентов ежегодно показатели превышали нормы по БПК (рис. 3) и меди (рис. 4).

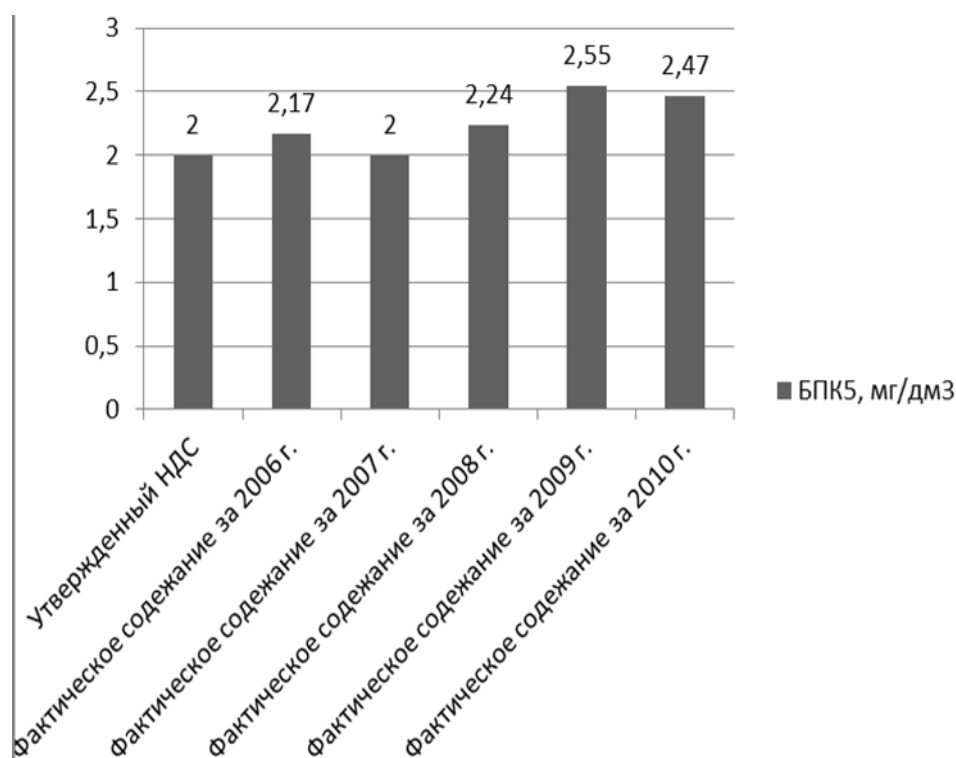


Рис. 3. Содержание БПК₅ в сточных водах ЗАО «ВШЗ» за период с 2006 по 2010 гг. относительно утвержденных нормативов.

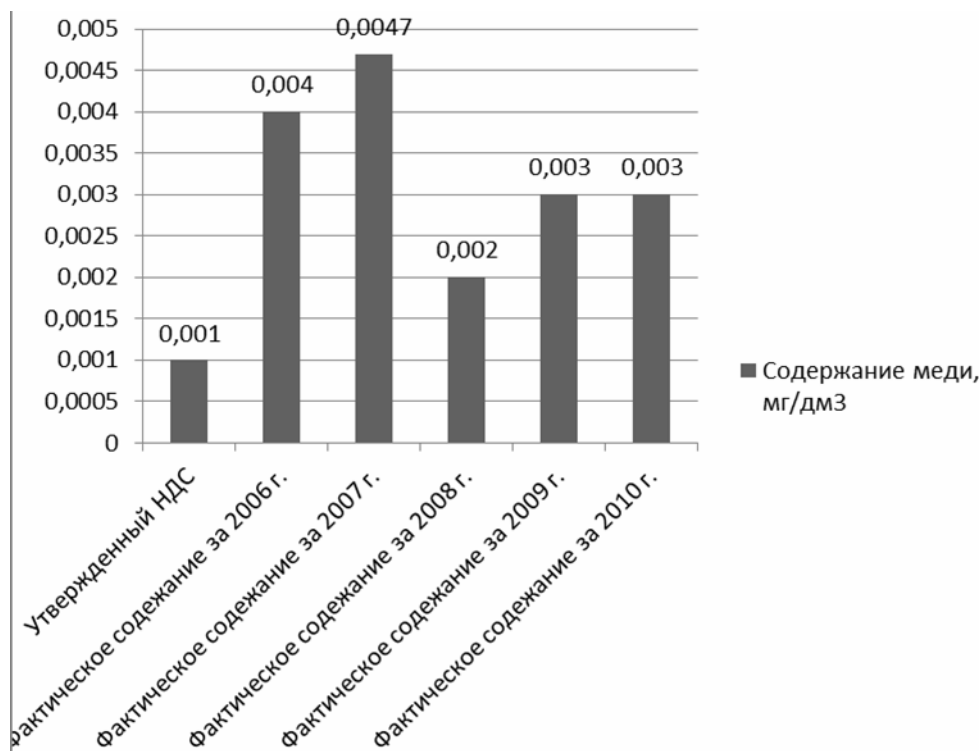


Рис. 4. Содержание меди в сточных водах ЗАО «ВШЗ» за период с 2006 по 2010 гг. относительно утвержденных нормативов.

Таким образом, использование устаревшей системы замкнутого цикла на предприятии приводит к неэффективному использованию водных ресурсов. Также устаревшие системы очистки производственных и поверхностных сточных вод оказывают негативное влияние на качество вод Воронежского водохранилища.

Уменьшение объема сбрасываемых загрязненных сточных вод не влияет на тенденцию увеличения степени загрязнения водоема. Процессы естественного самоочищения воды в водохранилище, вследствие высокой антропогенной нагрузки, не обеспечивают сохранение природного качества воды.

Для снижения влияния стоков ЗАО «ВШЗ» на качество вод водохранилища необходимо провести полную реконструкцию оборотных систем предприятия. Это позволит не только сократить объем забираемых вод на технические нужды, но и решит ряд экологических проблем, таких как снижение цветения водорослей за счет прекращения искусственного повышения температуры водоема, что в свою очередь обеспечит улучшение бактериологического состояния вод водоема.

Для очистки поверхностных (ливневых и талых) стоков необходимо ввести систему дополнительной очистки сточных вод, учитывающую фактический многокомпонентный состав сточных вод. В качестве наиболее перспективного метода предлагается внедрение мембранных установок, что позволит получать воды необходимого качества для вовлечения их в замкнутую систему водооборота предприятия, обеспечивая подпитку оборотной системы.

Во время проведения реконструкции предприятию рекомендуется установка дополнительного фильтра для очистки сточных вод от содержания меди, в котором для очистки воды в качестве сорбента используют слой кварцево-глауконитового песка толщиной 0,5–0,6 м с содержанием глауконита 60–80 %, обладающим высокими ионообменными и адсорбционными свойствами по отношению к меди.

МАКРОЗООБЕНТОС РЕКИ НЕГЛИНКИ И ЕГО СВЯЗЬ С ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОДОЕМА

Слуковский З.И.¹, Полякова Т.Н.²

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, slukovsky87@gmail.com

² Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, tnprvvl@mail.ru

Неотъемлемой частью мониторинга состояния экологических систем пресных водоемов является оценка их по биологическим параметрам. Как известно, при изучении антропогенного влияния на пресноводные экосистемы наиболее надежным и информативным индикатором состояния водной среды служат показатели зообентоса. Они удовлетворяют многим требованиям, применяемым к биоиндикаторам: удобство сбора и обработки, повсеместная встречаемость, относительно высокая плотность и крупные размеры, достаточно продолжительный срок жизни, чтобы аккумулировать загрязняющие вещества за длительный период. Как показано в работах Д.Б. Гелашвили и др. (2002) и Т.Д. Зинченко и др. (2000), исследования бентофауны, обнаруживаемой в экосистемах любых водоемов (в том числе и рек), наряду с гидрохимическими показателями, позволяют установить суммарный эффект воздействия загрязнения на сообщества организмов и весь биогеоценоз в целом.

В данном докладе приводятся результаты исследований макрозообентоса и химического состава донных отложений малой реки Неглинка, протекающей (8 из 14 км (Каталог..., 2001)) по территории Петрозаводска. Исследования были проведены в июне 2011 г. Цель работы – выявить связь между биотическими и абиотическими показателями состояния экосистемы изучаемого объекта.

Материал и методы исследования.

Полевой отбор проб производился в июне 2011 года на 5 станциях (точках наблюдения) в пределах русловой части реки. Станции от Б-1 до Б-4 расположены непосредственно в городской черте, станция Б-5 расположена в 1 км от Петрозаводска (рис. 1).

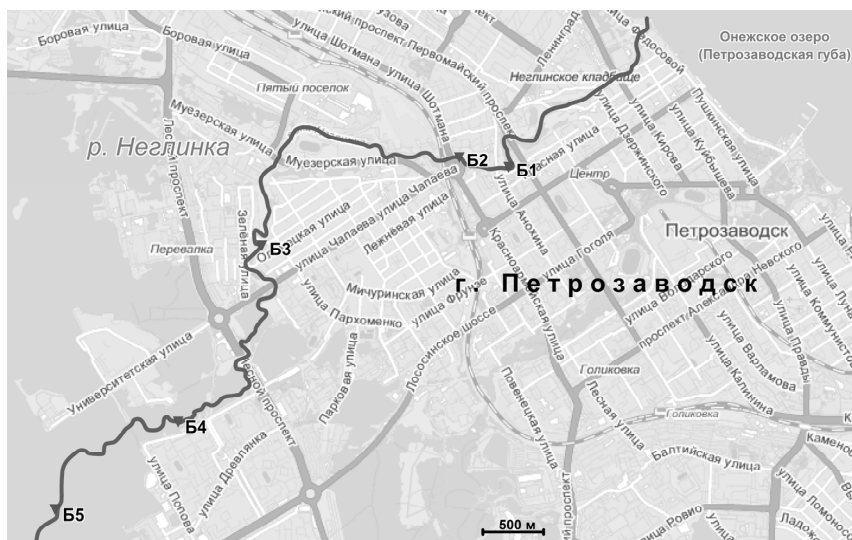


Рис. 1. Карта расположения станций отбора проб для гидробиологических исследований

Количественные пробы макрозообентоса отбирали дночерпателем Экмана-Берджи (площадь захвата 225 см²; 2 выемки в каждой точке). Отобранный осадок промывали через сито № 23 (размер ячеек 0,333 мм) и фиксировали раскисленным 4 % формалином. Последующую камеральную обработку материала проводили по общепринятым в гидробиологической практике методикам (Методика..., 1975).

В тех же точках были отобраны пробы донных осадков для определения их химического состава (ГОСТ..., 1980). После просушки и фракционирования лабораторному анализу (методом ICP-MS) подверглась часть проб с размером частиц менее 0,1 мм. Концентрации подвижных форм некоторых элементов были определены в вытяжках из ацетатно-аммонийного буфера (pH – 4,8) (Аринушкина, 1970).

Результаты и их обсуждение.

На обследованном в июне 2011 г. участке реки было обнаружено более 30 видов и таксонов более высокого ранга донных беспозвоночных. Основу фауны составляли лишь немногие группы, характеризующиеся сравнительно большой численностью и широким распространением. В основном, это личинки хирономид

и олигохеты. Другие обитатели дна (моллюски, поденки, ручейники, личинки мокрецов, имаго и личинки жуков) играли незначительную роль. Биомасса и численность бентоса колебалась от 2,2 до 45,6 г/м² и от 1,7 до 92,7 тыс. экз./м². В черте города доминировали олигохеты, выше по течению количественно преобладали хирономиды, а по массе – моллюски и крупные личинки слепней. Уровень развития зообентоса в верхнем и среднем течении соответствует по шкале С.П. Китаева α -мезотрофным, а в черте города – β -эвтрофным водотокам.

Наибольшие значения численности и биомассы сообществ отмечены в черте города (табл. 1). В их составе доминируют наиболее толерантные организмы (тубифициды и личинки рода *Chironomus*), обуславливая аномально высокие количественные характеристики группировок. Об интенсивности антропогенной нагрузки, независимо от ее типа, судят, в частности, по структурным преобразованиям в сообществах. Наиболее обычный показатель количественной оценки структурной организации сообществ – индекс разнообразия Шеннона (H) (Бигон и др., 1989). Его величина определяется как числом видов, так и соотношениями их обилия. Более высокие значения индекса характерны для более сложно организованных, ненарушенных сообществ гидробионтов.

Таблица 1. Количественные характеристики макрозообентоса р. Неглинка (N – численность, B – биомасса, H – индекс разнообразия)

№ станции	N, тыс. экз./м ²	B, г/м ²	H, бит
Б-1	23,578	8,38	1,86
Б-2	65,711	21,23	1,85
Б-3	92,667	45,63	2,02
Б-4	3,311	3,19	2,92
Б-5	1,689	2,15	2,98

Степень различий значений индекса по станциям отбора проб увеличивается в ряду Б-2 < Б-1 < Б-3 < Б-4 < Б-5. Эти различия говорят об уменьшении влияния городской среды по мере удаления от основных источников загрязнения экосистемы реки.

Усиление антропогенного влияния на реку подтверждают и геохимические данные (Слуковский и др., 2012). Почти все значения валовых концентраций тяжелых металлов (ТМ) оказались выше установленных ПДК (или ОДК) и фоновых значений. Концентрации подвижных форм металлов оказались ниже установленных норм, однако именно эти значения лучше использовать для сравнения с гидробиологическими данными.

В таблице 2 проиллюстрирована взаимосвязь (коэффициенты корреляции, $|r|$) между биотическими и абиотическими показателями исследования донных отложений реки. Наибольшими ($\geq 0,9$) коэффициентами корреляции обозначена взаимосвязь значений индекса Шеннона и концентраций подвижных форм кадмия (0,99), меди (0,97) и свинца (0,90). Значения коэффициентов корреляции остальных металлов можно выстроить в общий ряд (по убыванию): Ni > Zn > Co > Mn > W.

Таблица 2. Результаты корреляционного анализа между индексом Шеннона и концентрациями некоторых ТМ в донных отложениях р. Неглинка

Химические элементы		Pb	Cd	Ni	Cu	Co	Mn	Zn	W
Коэффициенты корреляции	$ r _{\text{и.ф.}}$	0,81	0,99	0,80	0,97	0,760	0,65	0,764	0,59
	$ r _{\text{вал.}}$	0,90	0,30	0,94	0,964	0,97	0,98	0,99	0,962

Корреляционная связь между индексом Шеннона и валовым химическим составом донных отложений Неглинка оказалась $\geq 0,9$ (очень высокая корреляция) практически по всем изученным элементам. Исключение составила концентрация кадмия – 0,3. Возможно, это говорит о его особом (природном или антропогенном) источнике поступления в экосистему изучаемого водоема. Общий ряд степеней различия между коэффициентами корреляции $|r|_{\text{вал.}}$ выглядит следующим образом (по убыванию): Zn > Mn > Co > Cu > W > Ni > Pb > Cd.

Заключение и выводы.

Таким образом, объединив исследования донной фауны малой реки Неглинка с изучением химического состава грунтов (то есть среды обитания организмов), удалось установить значимое ухудшение состояния экосистемы водоема от пригородной зоны («фон») к центру. Наиболее показательным стал корреляционный анализ между индексом биоразнообразия Шеннона и значениями концентраций подвижных форм тяжелых металлов. Высокие ($> 0,7$) коэффициенты корреляции по кадмию, меди, свинцу, никелю, цинку и кобальту говорят о значительном влиянии урбанизированной среды на экологию изучаемого водоема.

Авторы выражают благодарность Гоголеву М.А. (ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН) за помощь, оказанную при отборе образцов проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. МГУ. Москва. 1970 г. 373 с.
2. Бигон М., Харпер Дж., Таунсенд К. Экология. Особи, популяции и сообщества. М.: Наука, 1989. 447 с.
3. Гелаишвили Д.Б., Зинченко Т.Д., Выхристюк Л.А., Карандашова А.А. Интегральная оценка экологического состояния водных объектов по гидрохимическим и гидробиогическим показателям // Известия Самарского научного центра РАН. 2002. Т. 4. № 2. С. 270–275.
4. ГОСТ 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность.
5. Зинченко Т.Д., Выхристюк Л.А., Шитиков В.К. Методологический подход к оценке экологического состояния речных систем по гидрохимическим и гидробиологическим показателям // Известия Самарского научного центра РАН. 2000. Т. 2. № 2. С. 233–243.
6. Каталог озер и рек Карелии / Под ред. Н.Н. Филатова и А.В. Литвиненко. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. 290 с.
7. Китаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М.: Наука, 1984. 207 с.
8. Методика изучения биогеоценозов внутренних водоемов. М.: Наука, 1975. 240 с.
9. Слуковский З.И., Рыбаков Д.С., Гоголев М.А., Найко Т.И., Мистохудинова С.Л. Гранулометрический состав и геохимические особенности донных отложений малых рек урбанизированных территорий (на примере г. Петрозаводска) // Сахаровские чтения 2012 года: экологические проблемы XXI века: материалы 12-й международной конф., 17–18 мая 2012 г., г. Минск, Республика Беларусь / под ред. С. П. Кундаса, С. С. Позняка. – Минск: МГЭУ им. А.Д.Сахарова, 2012. С. 350.

Геофизические методы и ГИС в геологии

КАРЕЛЬСКАЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Бакунович Л.И.¹, Лебедев А.А.²

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, luba5_89@mail.ru

²Петрозаводский государственный университет

Территория северо-запада России в целом характеризуется умеренной сейсмичностью. Однако, по современным представлениям, сейсмическая обстановка во многом зависит от геодинамического воздействия со стороны зон субдукции и рифтогенеза. Область перехода от Балтийского щита к Русской плите (зона сопряжения) наиболее подвержена современным геодинамическим изменениям (Шаров и др., 2007). В данном районе располагаются промышленные предприятия, гидроэлектростанции, водохранилища, которые могут приводить к возникновению техногенных землетрясений, оползней, селей и др. Так, например, на Костомукшском железорудном месторождении повышение сейсмичности связано с выработкой и перемещением большой массы горных пород.

Региональная Карельская сеть включает в себя четыре сейсмические станции. Которые начали свою работы с лета 2006 г. и располагаются в г. Костомукша (KOST), пос. Кривой порог. Кемский район (KEMI), пос. Леппясилта Питкярантский район (PITK) и станция ИФЗ РАН (Бурмин В.Ю.) пос. Гирвас (GIRV). Также сейчас проводятся работы по возобновлению сейсмической станции в Ботаническом саду Петрозаводского государственного университета. Станция успешно работала с 2000 г. до октября 2007 г., но была временно закрыта в связи с ликвидацией здания, в котором находился регистратор (рис. 1).

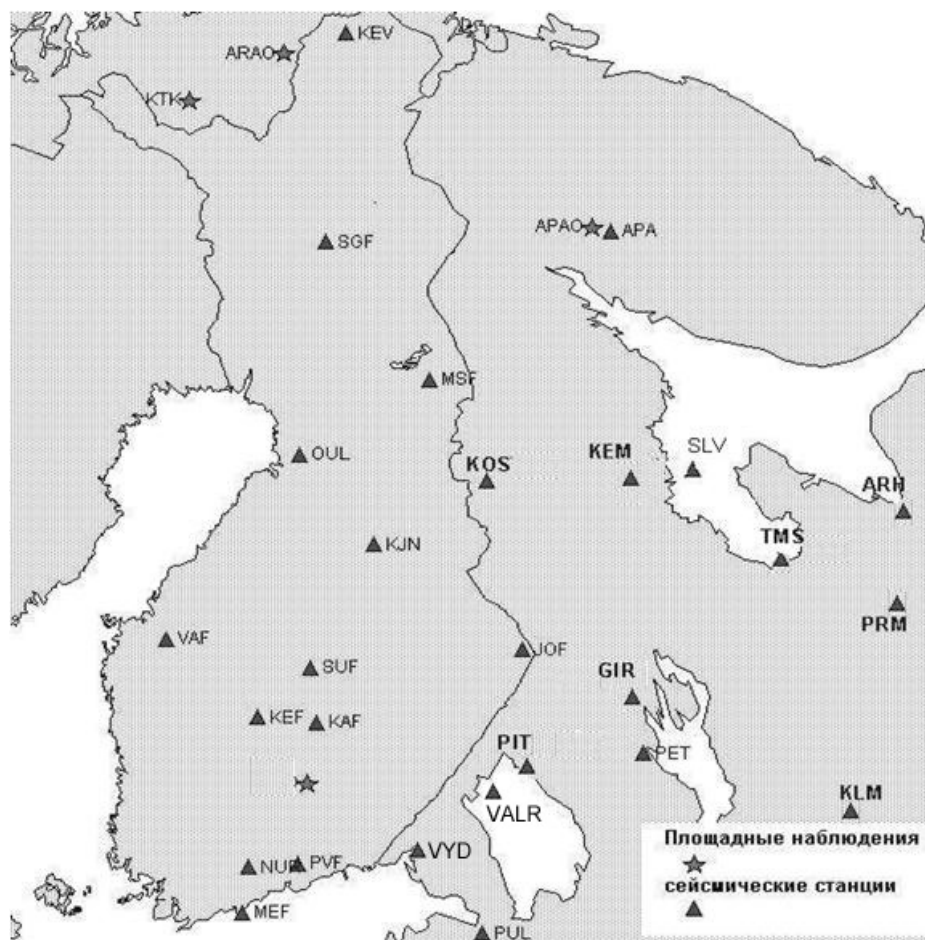


Рис. 1. Расположение сейсмических станций северо-запада России и Финляндии

Основные события, регистрируемые сетью, это: взрывы в карьерах, большинство которых расположено в южной части республики, за исключением Костомукши; местные землетрясения (наиболее сейсмически активными на территории Карелии являются ее северные районы, примерно до широты Кемпи, а более слабая сейсмичность выявлена в Приладожье); морозобойные удары; взрывы при строительстве и прокладке автомобильных дорог; уничтожение боеприпасов и падение ступеней ракет (рис. 2, 3).

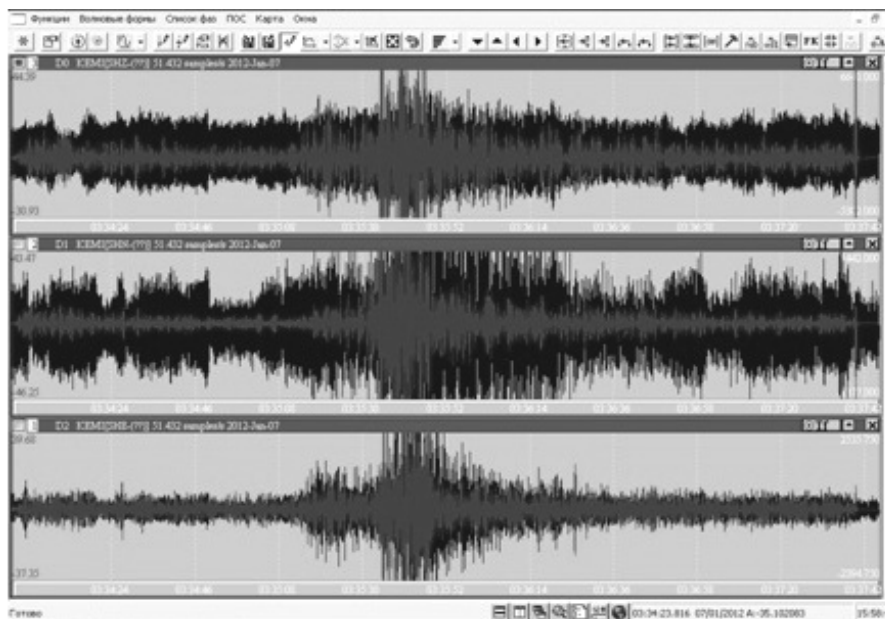


Рис. 2. Местное землетрясение 7 января 2012 г. Finland-Karelia Border (Russia), станция KEMI

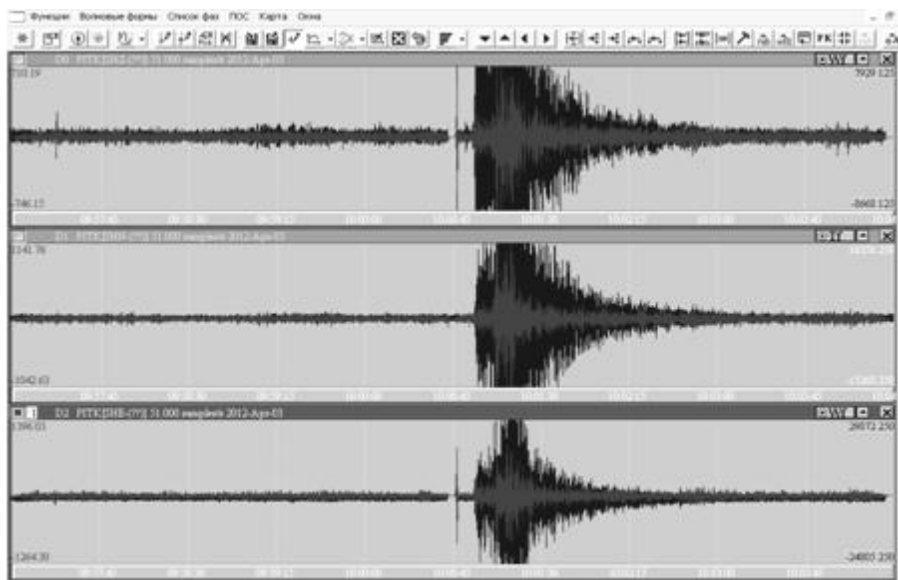


Рис. 3. Взрыв в карьере 10 апреля 2012 г., станция PITK

С помощью изучения спектральных характеристик шума в определенном диапазоне частот, можно оценить его распределение по вертикали, построить геологический разрез по изолиниям относительного уровня шума, выделить границы блоков, дифференцировать среду, определить места разломов и тектонических нарушений. Информативным параметром микросейсмического шума при изучении неотектонических структур является отношение амплитуд горизонтальной и вертикальной компонент микросейсмического шума (Любушкин, 2008; Орлов, 2010).

Выделение отношения сигнал/шум на станциях Карелии были произведены относительно зарегистрированного события (взрыв на карьере, местное землетрясение и др.).

Три станции расположены в местах с достаточно высоким уровнем помех. Станция KOST расположена в центре города Костомукша на территории школы. Станция PITK установлена на территории ОАО «Радиотелевизионный передающий центр Республики Карелия» и станция KEMI на территории ОАО «Северо-западный Ростелеком», рядом с которой находится ГЭС. Такое местоположение сейсмоприемников не может не сказываться на качестве сигнала. Вместе с естественными источниками шума на амплитуду колебаний значительно влияют и техногенные помехи. Из чего следует что отношения полезного сигнала к шуму на станциях минимально (рис. 4).

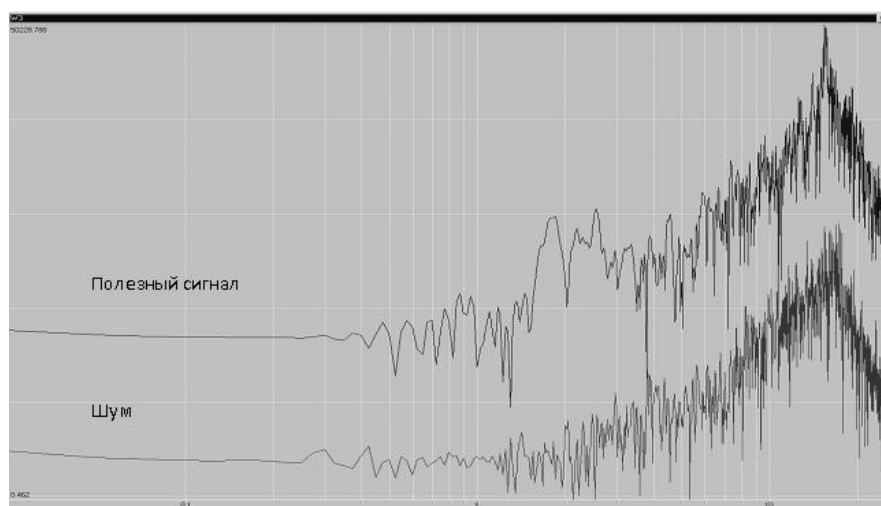


Рис. 4. Спектральная характеристика станции KOST

Четвертая станция GIRV расположена на удаленном расстоянии от поселка, что значительно снижает уровень шума, и полезный сигнал хорошо выделяется на фоне помех (рис. 5, 6).

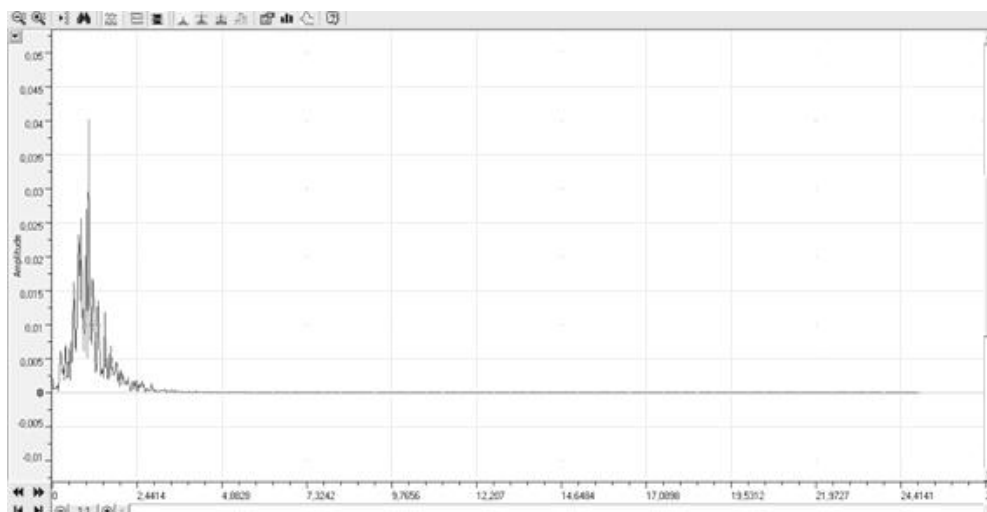


Рис. 5. Спектр полезного сигнала станции GIRV

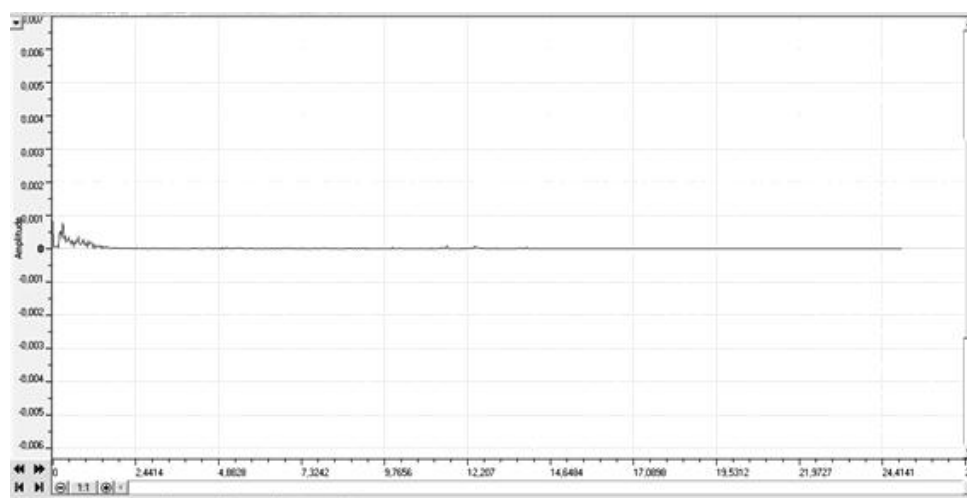


Рис. 6. Спектр шума станции GIRV

Все спектры колебаний можно разделить на несколько диапазонов – область длиннопериодных микро-сейсм с частотой меньше 0.1 Гц (область колебаний грунта, вызываемых сильными телесейсмическими землетрясениями). Область колебаний в диапазоне от 0.1 до 0.3 Гц называются «штормовыми» микросейсмами (источники этих колебаний расположены на акваториях морей и океанов). Область от 0.7 до 1.4 Гц является граничной областью между низко- и высокочастотными сейсмическими шумами. Область от 1.5 до 10 Гц называется высокочастотной областью, в которой значительный вклад в амплитуду колебаний вносят техногенные и естественные помехи. Такое разделение условно, но оно применимо для определенного участка местности.

Территория Карелии в общем благоприятна для изучения ее с помощью микросейсм, для этого необходим длительный период наблюдений, учет внешних антропогенных факторов и грамотный выбор точек сети мониторинга для решения геологических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина. Кн. 2: Микросейсмичность. Петрозаводск: Карельский Научный Центр РАН, 2007. 96 с.
2. Любушкин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // Физика Земли. 2008. № 4 С. 17–34.
3. Орлов Р.А. Использование микросейсмического шума для решения геологических задач (на примере Воронежского кристаллического массива). Диссертация. Воронеж: ВГУ, 2010. 143 с.

СОЗДАНИЕ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ПРИМЕНЕНИЕМ «RECEIVER FUNCTION»-АНАЛИЗА

Дробиз М.В.

Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, mikhail.drobiz@gmail.com

Калининградская область – самый западный регион России, расположенный в Центральной Европе. На юге область граничит с Республикой Польша, на севере и востоке с Литовской Республикой, а на западе омывается Балтийским морем. Область расположена на западной окраине Восточно-Европейской (Русской) платформы, где холмисто-грядовый рельеф сменяется характерными для конечно-моренной области плоскими низменностями. В структурном плане территория области целиком расположена в пределах юго-восточной части Балтийской синеклизы. Мощность осадочного чехла здесь изменяется от 1,5 до 3,5 км. В геологическом строении участвуют осадочные отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя, которые повсеместно перекрыты ледниковыми образованиями в основном позднего плейстоцена (Географический..., 2002).

Исторически сложилась ситуация, что Калининградская область была обойдена глубинными геофизическими исследованиями. Территория с подтвержденной в 2004 году сейсмичностью по различным причинам ранее обследовалась в лучшем случае только до границ осадочных пород – минерально-ресурсная база, а также экономические условия разведки и эксплуатации месторождений не создавали условий для дальнейшего продвижения вглубь геологического профиля района. Однако факт размещения на территории области ответственных промышленных объектов (например, Балтийской атомной станции) предьявляет справедливые требования к достоверным знаниям о глубинном строении района.

Наиболее распространенным, но дорогостоящим методом исследования глубинных структур является глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). В Восточной Европе этот метод широко используется в рамках крупных международных проектов исследования литосферы, таких как EUROPROBE, BABEL, TRANSALT и ряд других. Профили ГСЗ нескольких проектов буквально опоясывают Калининградскую область, однако так и останавливаются на ее границах (рис.1). Профиль глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) «Прибалтика» от Советска до Кохтла-Ярве (Raukas, Teedumäe, 1997) оканчивается на границе с Литвой, профиль проекта «EUROPROBE» EUROBRIDGE-95 проходит в 40 км от Калининградской области по территории Литвы (Строение..., 2006). Геофизические профили, проходившие по территории Польши, либо проходят в 10 километровую приграничную зону, либо заканчиваются на самой границе – POLONAISE (Keller et al., 1997). Только геотраверс I-I, простирающийся через СССР, Польшу, ГДР и ЧССР в северо-восточном направлении, проходил через территорию области с юго-запада на северо-восток (Чекунов, Соллогуб, 1988). Хотя по косвенным признакам обнаруживается, что по территории области разрезы геотраверса построены другими геофизическими методами для объединения линий ГСЗ от Белого моря до Центральной Европы. Другие профили ГСЗ расположены на расстоянии более тысячи километров – акватория Швеции, Финляндии (например, BABEL A), Белоруссия, Украина (EUROBRIDGE-97), Польша, Германии (LT-7) и т.д.

В литературе также описываются случаи условного построения скоростных профилей земной коры через территорию области, однако данные для Калининграда получены путем грубой интерполяции между двумя точками – Рига и Прага (Проскуракова, Новотны, Воронина, 1981). Другой, пассивный способ получения данных о верхних слоях литосферы – «receiver function»-анализ записей телесейсмических событий широкополосной трехкомпонентной сейсмостанцией. По данной методике исследована ближайшая к эпицентру Калининградского землетрясения станция SUW (г. Сувалки, Польша) и еще 3 станции на южном побережье Балтики (рис. 1), однако переносить эти результаты (Kosarian, 2006) на территорию Калининградской области недостаточно корректно.

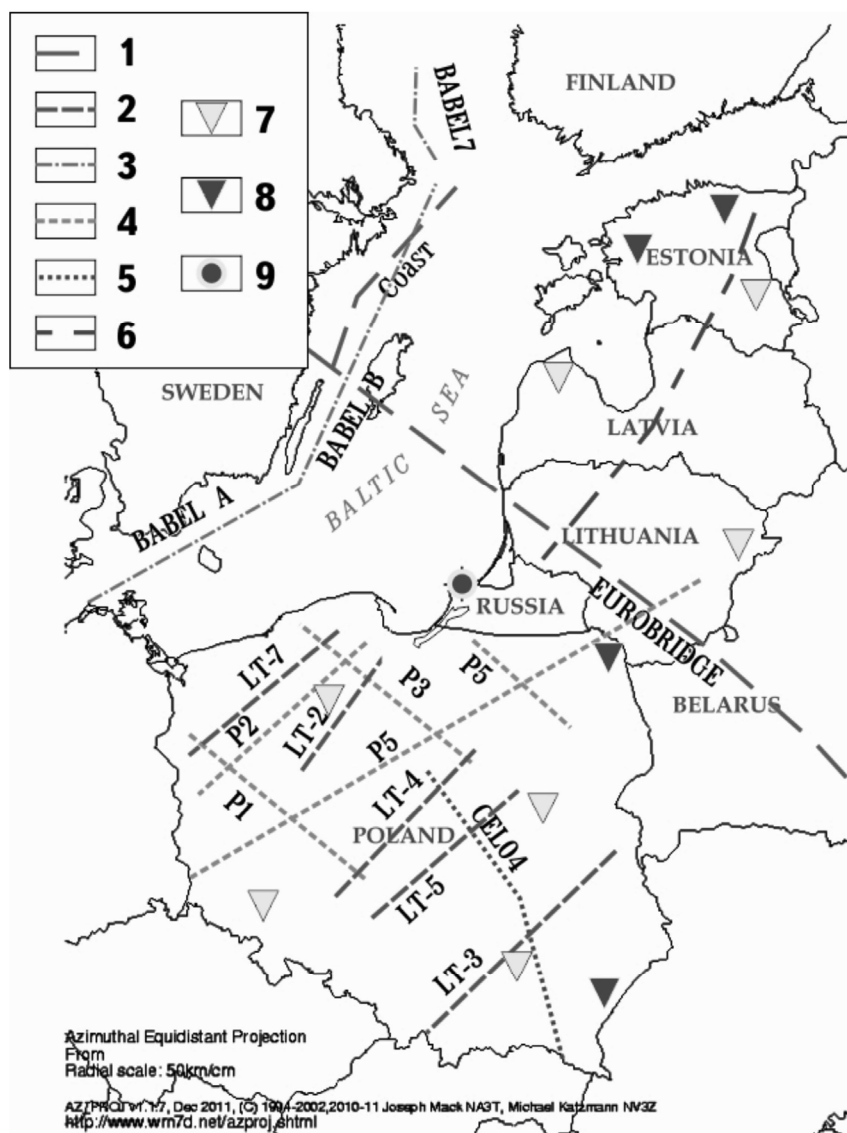


Рис. 1 – Геофизическая изученность глубинного строения региона.

Условные обозначения: 1 – профили ГСЗ в рамках проекта EUROPROBE, 2 – профили ГСЗ проекта LT, 3 – профили ГСЗ проекта BABEL, 4 – профили ГСЗ проекта POLONAISE, 5 – профили ГСЗ проекта CELEBRATION (названия профилей на схеме), 6 – Советск – Кохтла-Ярве, 7 – сейсмостанции юго-восточного побережья Балтики, 8 – станции, для которых построены скоростные разрезы по (Kosarian, 2006), 9 – сейсмостанция KLN.

В 2005 г. в поселке Рыбное Калининградской области была размещена станция KLN сейсмической сети OBN (ГС РАН). Спустя 4 года, в 2009 г. станция была перенесена в более тихий по фоновым значениям шума район (п. Ладыгино). Суммарный семилетний архив данных, в т.ч. записей удаленных землетрясений, для двух пунктов на территории Калининградской области создает предпосылки для «receiver function» – анализа материала с целью создания скоростных разрезов под местами размещения станции KLN.

Методику расчета подстанционных геологических условий по записям удаленных землетрясений в специальной литературе принято называть методом приемной функции, или «receiver function». Большинство

работ, использующих приемные функции, направлено на исследование земной коры и верхней мантии в интервале глубин от 0 до 700 км. Приемная функция – это волновая форма длительностью около двух минут, полученная по специальному алгоритму из записи прямой продольной волны от удаленного землетрясения и поляризованная в направлении SV, то есть в плоскости падения прямой Р волны, перпендикулярной ее лучу. Такая поляризация благоприятна для обнаружения однократных и многократных обменных волн типа Ps. При приходе первичной продольной Р-волны далеких землетрясений из более однородного полупространства на границах неоднородной среды в верхней мантии и земной коре возникают вторичные – продольные многократно отраженные и поперечные обменные волны. Благодаря небольшим углам падения на границах слоистой структуры под пунктом наблюдения, продольные волны имеют наибольшую амплитуду на вертикальной составляющей сейсмограммы, а поперечные обменные – на горизонтальной (Бурмаков и др., 1988). После перехода от системы осей трехкомпонентной станции ZNE к LQT (ось L в плоскости прямой волны Р и перпендикулярно ее фронту). В результате получаются записи землетрясений, на которых явно выделяются Р и ряд вторичных волн.

Интерпретация наблюдений, построение скоростных разрезов среды в районе сейсмостанции, производится в рамках локально-горизонтально-слоистых моделей среды. В пределах земной коры обычно выделяются слой неконсолидированных осадков, граница фундамента, одна-две промежуточных границы в земной коре и граница Мохо (Li, 1997). Однократные обменные волны от этих границ наблюдаются на приемной функции в первые 10 с от вступления прямой волны. Трудноинтерпретируемый временной интервал от 10 с до 40 с заполнен многократными волнами, сформированными в земной коре. На временах от 40 с до 70 с часто выделяются опорные обменные волны от границ в переходной зоне мантии на глубинах 410 км и 660 км (Silveira et al., 2010).

В ходе первичного анализа данных за 2005–2009 гг. (отобрано 6 записей крупнейших событий, произошедших на расстоянии 30–90° от станции) был получен результат запаздывания обменных волн для этих границ, наиболее показательной из которых является поверхность Мохо (5,6 сек), что в стандартной модели Земли IASPEI-91 соответствует глубине 43,8 км (Дробиз, Косарев, Мехрюшев, 2012). Полученный результат в ближайшее время будет уточнен за счет создания модели, приближенной к реальным условиям места размещения станции. Район размещения ближайшей сейсмической станции в Польше SUW (г. Сувалки, около 250 км) характеризуется глубиной границы Мохо в 47 км, рассчитанной также по методике «receiver function» – анализа (Kosarian, 2006). Данные скоростного разреза SUW будут учитываться в качестве вспомогательного материала при составлении аналогичных моделей для KLN.

Применение методики «receiver function»-анализа к архиву записей KLN является важным шагом исследования глубинного строения территории области. Первые результаты уже позволяют заявлять об исключительной важности исследования. Следующим этапом создания скоростной модели земной коры и верхней мантии представляется компоновка максимального количества опубликованных сведений по глубинному строению региона в качестве исходных моделей для построения точного разреза под данным сейсмостанции KLN.

Автор приносит свою благодарность к.г.-м.н. Аносову Геннадию Ивановичу за ценные советы на всех этапах работы и ведущему научному сотруднику лаборатории сейсмологических исследований ИФЗ РАН, д.ф.-м.н. Косареву Григорию Леонидовичу за вклад в применение «receiver function»-анализа для данных сейсмостанции KLN.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Географический атлас Калининградской области/ Гл.ред. Орленок В.В. – Калининград: Изд-во КГУ; ЦНИТ, 2002. 276 с.
2. Дробиз М.В., Косарев Г.Л., Мехрюшев Д.Ю. Анализ работы сейсмостанции KLN в 2005–2009 гг. в рамках оценки геологии Самбийского полуострова // «Балтийский регион». 2012. № 2. (в печати).
3. Проскурякова Т.А., Новотны О., Воронина Е.В. Изучение строения Земли методом поверхностных волн (Центральная Европа). – М.: Изд-во «Наука», 1981. 94 с.
4. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с.
5. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным/ Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. – М.: Наука, 1988. 221 с.
6. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б. Проекту литосферных геотраверсов социалистических стран Европы – 25 лет // Международные научные связи. 1988. № 9. С. 67–74.
7. Keller G., Miller K., Guterch A., Grad M., Thybo H., Krysinski L., Sroda P., Czuba W., Janik T. POLONAISE 1997. Report of investigations, 125 p.
8. Kosarian M. Lithospheric structure of North America and Western Eurasia. A thesis in Geoscience, 2006. 334 p.
9. Raukas A., Teedumäe A. Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 1997, 436 pp.
10. Li X.-Q. Deconvolving orbital surface waves for the source duration of large earthquakes and modeling the receiver functions for the Earth structure beneath a broadband seismometer array in the Cascadia subduction zone. A thesis in Geoscience, 1997. 167 p.
11. Silveira G., Vinnik L., Stutzmann E., Farra V., Kiselev S., Morais I. Stratification of the Earth beneath the Azores from P and S receiver functions // Earth and Planetary Science Letters. 2010. № 299. P. 91–103.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ УЧАСТКА ЗЕЛЕНАЯ ГОРКА (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА)

Климовский А.В, Климовская Е.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, klimava@gmail.com

Метаультрамафиты, к которым приурочены залежи талькового камня, обычно создают достаточно сильные магнитные аномалии, что позволяет эффективно использовать в поисковых работах магниторазведку. Не все типы измененных ультрамафитов представляют практический интерес и вариации минерального состава отражаются в изменении петрофизических параметров (в частности магнитной восприимчивости). Интерпретация магнитного поля с учетом данных о магнитной восприимчивости исследуемых пород позволяет сфокусироваться на более перспективных площадях и точнее оконтурить продуктивные тела, повышая эффективность разведочных работ.

Месторождение талькового камня Озерки расположено в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры и приурочено к коматиитам рувинваарской свиты контоксской серии неoarхея. Особенности геологического строения месторождения детально описаны в статье Е.Е. Климовской настоящего сборника.

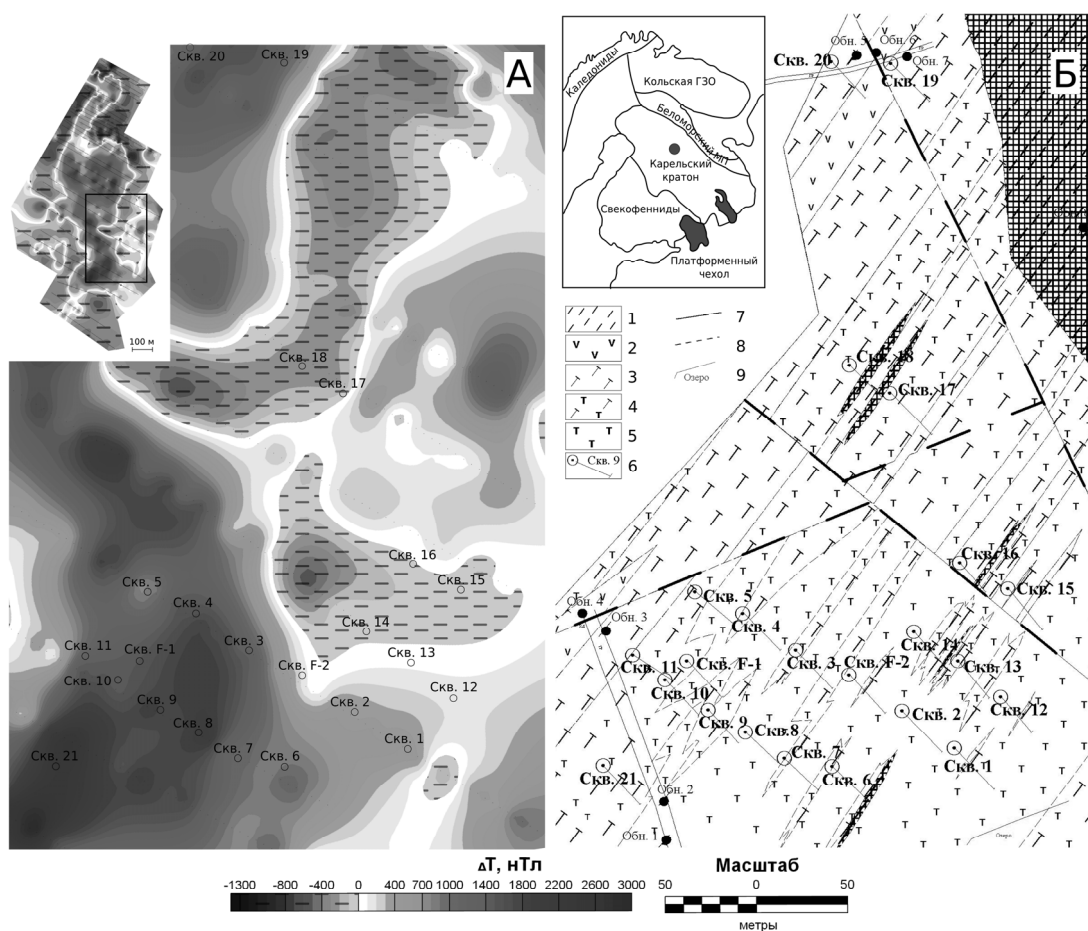


Рис. 1.

А – План аномального магнитного поля на участке Зеленая горка (во врезке план аномального магнитного поля на месторождении Озерки с местоположением участка Зеленая горка). Б – Схема геологического строения участка Зеленая горка (составили Гаранжа А.В., Иванов А.А., Климовская Е.Е.). 1 – метагаббро; 2 – метабазальты; 3 – амфибол-хлоритовые породы; 4 – (карбонат)-тремолит-талк-хлоритовые породы; 5 – карбонат-хлорит-талковые породы; 6 – скважины и их номера; 7, 8 – геологические границы: установленные и предполагаемые; 9 – береговая линия (во врезке Фенноскандинавский щит с местоположением месторождения Озерки).

Месторождение Озерки включает в себя два участка Озерки-1 и Зеленая горка, расположенные в пределах единой аномальной зоны, выделяемой по магнитному полю, а также кажущемуся удельному сопротивлению. По горно-геологическим условиям участок Зеленая горка является более благоприятным для добычи и выбран для дальнейших детальных геолого-петрофизических исследований.

В пределах участка исследования (450×300 м) толща талькосодержащих пород представляет собой дифференцированное крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания с востока и запада обрмленное metabазальтами полевошпат-роговообманкового состава (рис. 1Б).

Толща талькового камня сложена породами карбонат-хлорит-талькового состава (содержание породообразующих минералов: тальк – 30–55 %, хлорит – 20–40 %, карбонат – 10–30 %, рудные – до 5 %) с подчиненным развитием тремолит-тальк-хлоритовых (содержание породообразующих минералов: тремолит – 25–30 %, хлорит – 20–40 %, тальк – 20–40 %, карбонат – 1–16 %, рудные – 0–10 %) и амфибол-хлоритовых разностей (содержание породообразующих минералов: амфибол – 20–60%, хлорит – 25–60 %, рудные – 4–10 %, тальк – 0–10 %, карбонат – 0–5 %).

В толще талькового камня отмечаются мелкие вытянутые дайковые тела основного состава мощностью 1,2–5 м. Дайки сложены темными зеленовато-серыми мелкозернистыми плагиоклаз-амфиболовыми породами массивной, реже сланцеватой текстуры.

На контактах талькосодержащих пород с дайками и вмещающими metabазальтами возникает биметасоматическая реакционная зональность, включающая следующие зоны: (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковая с порфириобластами амфибола, хлорит-амфиболовая, амфиболовая, (хлорит)-тальковая, биотитит, измененная основная порода.

В общем плане аномального магнитного поля единого участка (рис. 1А) четко выделяется сложная по форме меридионально ориентированная положительная аномалия ΔT интенсивностью до 3490 нТл. Минимальное значение на участке составляет – 1450 нТл. Условно, единую аномалию можно разделить на 3 части: северную, вытянутую на север-северо-восток (в пределах участка Озерки-1); центральную, изометричную и наиболее обширную; а также южную аномалию в форме полукольца обращенного на запад. Участок Зеленая горка пространственно содержит большую часть южной и затрагивает фрагмент центральной аномальной области. Поперечный размер южной аномалии от 100 до 150 метров. Значения ΔT в пределах аномалии более 1000 нТл и достигают на юге 3000 нТл.

По данным петрографических исследований высокие значения магнитного поля над ультрамафитами обусловлены присутствием в них значительного количества магнетита (пирротин отмечается в качестве акцессорного), который встречается в двух формах:

- в виде тонкой вкрапленности размером до 0,05–0,1 мм, неравномерно распределенной по породе, а при наличии реликтовых спинифекс структур образующей цепочки по граням первичных минералов, а также в виде отдельных кристаллов кубического габитуса размером до 0,3 мм, вероятно представляющих собой полностью замещенные зерна хромшпинелидов (в первом случае магнетит представлен хроммагнетитом с Cr_2O_3 до 2 %, во втором случае Cr_2O_3 до 6,6 %);

- магнетитовые каймы в зональных зернах хромшпинелидов. Реликтовые ядра хромитов содержат Cr_2O_3 в количестве 50–52,8 %, FeO 32,2–35 %, Al_2O_3 12–13,9 %, MgO 1,4–2,2 %, ZnO 0,9–2,1 %. Для магнетитовой каймы характерны содержания FeO_{общ} 70–97,5 %, Cr_2O_3 2,5–30 %. Отмечается рост содержания Cr_2O_3 от внешнего края магнетитовой каймы к краевой части ядра зерна хромшпинелида.

Количество магнетита в измененных коматиитах определяется первичным распределением FeO_{общ}, интенсивностью метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов. Гидротермальные и метасоматические воздействия приводят к частичному или полному уничтожению магнетита или к кристаллизации минералов с низкими магнитными свойствами.

В целом отмечается снижение количества магнетита от амфибол-хлоритовых к карбонат-тальк-хлоритовым разностям при увеличении количества талька и карбоната, что обусловлено увеличением интенсивности тальк-карбонатных изменений (ростом химического потенциала углекислоты).

По результатам каппаметрии керна, отражающим характер и интенсивность вторичных процессов, выделяются 3 группы измененных ультрамафитов.

В первую группу объединены разности с относительно высокими значениями магнитной восприимчивости χ около $(40–60) \times 10^{-3}$ ед. СИ с большим количеством высокоамплитудных отклонений как в область высоких, так и в область низких значений χ (рис. 2, скв. 4, 10). Это большая часть пород участка, включающая породы, недостаточно проработанные углекислыми растворами амфибол-хлоритового, (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритового состава, а также карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень) с неравномерным распределением магнетита, но с большим его содержанием относительно пород второй группы. Максимальные значения магнитной восприимчивости, превышающие 80×10^{-3} ед. СИ (до 150×10^{-3} ед. СИ), обусловленные значительным количеством магнетита (до 10%), соответствуют разностям с зонами спинифекс. Вероятно, это связано с относительно повышенным содержанием FeO_{общ} в верхних частях потоков коматиитов.

Ко второй группе относятся карбонат-тальк-хлоритовые породы (тальковый камень) (в скв. 1, 12, 14) с относительно спокойным распределением магнитной восприимчивости с фоновыми значениями $(20–40) \times 10^{-3}$ ед. СИ (рис. 2, скв. 1, 12). Данные породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, низкие содержания магнетита (до 3 %). Понижение содержания магнетита сопряжено с ростом железистости породообразующих силикатов и карбонатов.

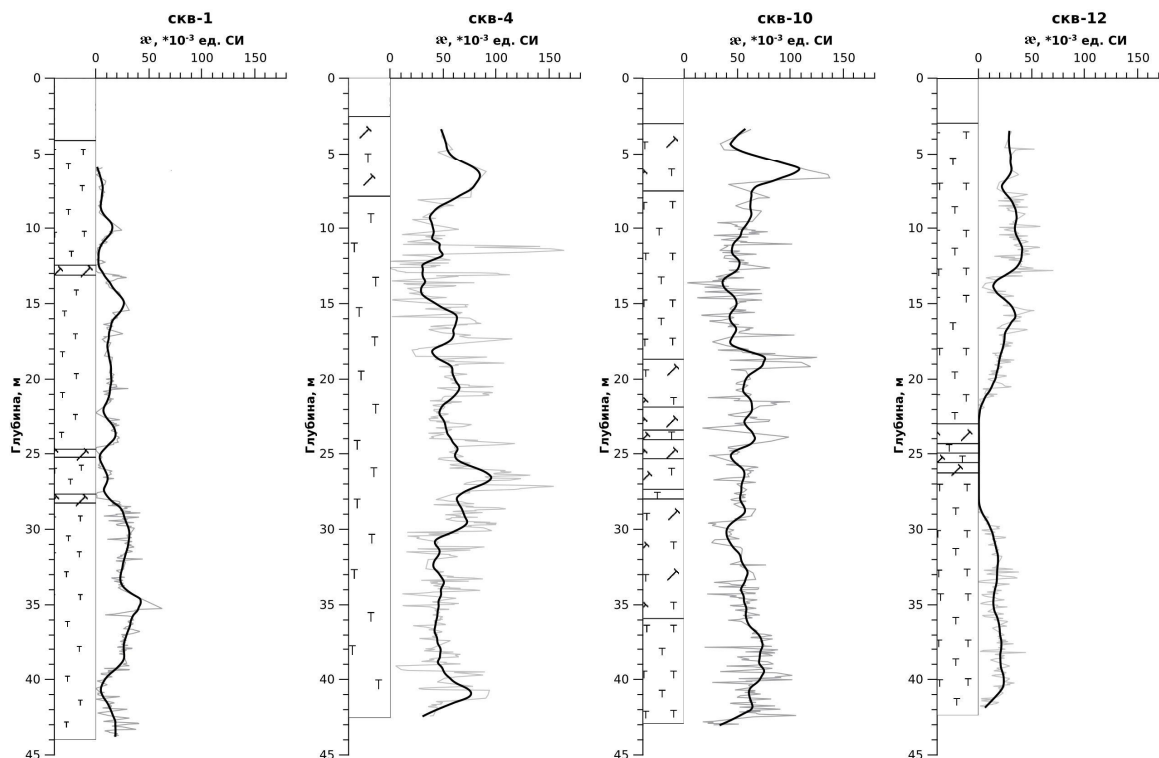


Рис. 2. Геологические колонки и графики магнитной восприимчивости некоторых скважин участка Зеленая горка. Серый график – осредненные значения по трем замерам на каждой глубинной отметке, черный график – сглаженное значение магнитной восприимчивости. Условные обозначения см. Рис. 1.

Наибольшие колебания железистости отмечаются для хлорита, так как он оказывается наиболее чувствительным к изменению внешних условий (Коренбаум, 1967). Увеличение железистости доломита обусловлено повышением химического потенциала углекислоты в растворе, следовательно, породы данной группы были наиболее проработаны. Снижение количества магнетита при увеличении железистости минералов свидетельствует о низком химическом потенциале кислорода (Коренбаум, 1967).

Третья группа включает породы в составе метасоматической зональности, образующейся на контакте ультрамафитов с дайками и вмещающими основными породами. Для данных пород характерны стабильно низкие (без резких отклонений) значения магнитной восприимчивости менее 10×10^{-3} ед. СИ (рис. 2, скв. 12). Метасоматические процессы приводят к полной потере магнетита и магнитная восприимчивость пород обусловлена наличием только парамагнитных минералов.

Анализ геолого-петрофизических данных показал, что наибольшие значения магнитного поля на поверхности создают недостаточно проработанные углекислыми растворами ультрамафиты. Аномалии обусловлены наличием относительно повышенного количества магнетита, образующегося при метаморфизме исходных коматиитов. При увеличении интенсивности гидротермально-метасоматической проработки пород происходит разложение магнетита и переход железа в состав породообразующих силикатов и карбонатов, что отражается в снижении величины χ , следовательно и полного вектора магнитной индукции ΔT . Локальные понижения аномального магнитного поля свидетельствуют о наличии даек основного состава и метасоматически измененных ультрамафитов в экзоконтактах. При малой мощности даек 1,2–5 м зона их влияния (формирование биметасоматической реакционной зональности) достигает 4 м, что сказывается на качестве талькового камня (изменяя его свойства).

Таким образом, при поисках залежей талькового камня магниторазведка может применяться для прослеживания областей развития ультрамафитов и областей их интенсивной проработки в приконтактных областях с дайками и вмещающими породами. Вследствие понижения значений аномального магнитного поля вблизи контакта измененных ультрамафитов и вмещающих metabазальтов точное определение местоположения контакта по аномальному магнитному полю не возможно, однако может быть получено при использовании электроразведки методом сопротивления, так как metabазальты выделяются резким повышением значений кажущегося удельного сопротивления (Климовский, 2011). Сложное поведение магнитного поля обусловлено неоднородностью строения потоков коматиитов, степенью метаморфизма, интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений.

По результатам каппаметрии тальковому камню соответствует широкий диапазон значений магнитной восприимчивости. Наблюдается уменьшение χ от зоны, примыкающей к недостаточно проработанным коматиитам, к области интенсивно проработанных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климовский А.В. Применение геофизических методов при исследовании проявлений талькового камня в Костомукшском районе // Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Санкт-Петербург: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2011. С. 64–67.
2. Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 455 с.

СТАДИЙНОЕ НАРАЩИВАНИЕ ДЕТАЛЬНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ПРИГРАНИЧНОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

Нилов М.Ю.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, mnilov@rambler.ru

Введение.

В настоящее время практически все геолого-поисковые и разведочные работы на территории Республики Карелия проводятся силами инвесторов без привлечения государственного финансирования и сосредоточены в наиболее изученных областях с целью минимизации финансовых рисков. Если говорить о рудных полезных ископаемых, то подавляющее большинство распределённых лицензий расположено на площадях с уже имеющимися проявлениями или даже мелкими месторождениями того или иного вида сырья, открытыми по результатам работ государственных геолого-разведочных организаций. Вследствие чего, проводимые поисково-разведочные работы носят локальный характер, и в ряде случаев при крайне скудном финансировании. Однако на территории Республики ещё осталось не мало «белых пятен» где при грамотном использовании данных региональных исследований и стайном наращивании детальности изысканий возможно выявление новых рудопоявлений и месторождений.

Исследования проведённые Карельской геологоразведочной экспедицией (Юдин С.Н., 2004) и сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН в 2011–2012 гг., в пределах Российской части структуры Хатту зеленокаменного пояса Ялонваара–Иломантси–Тулос, наглядно продемонстрируют применение геофизики на всех стадиях изучения: от региональной до выявления отдельных АУ-рудных проявлений.

Позднеархейский зеленокаменный пояс (ЗП) Ялонваара–Хатту–Тулос – линейная структура, выделенная по геологическим и геофизическим данным на территории Западной Карелии и Восточной Финляндии. Вулканогенно-осадочные толщи пояса Хатту, в пределах которого были обнаружены многочисленные золоторудные проявления (Geological development..., 1993), в своей северной части на широте оз. Севьярви прослеживаются на приграничную территорию Карелии, и имеют близкое к субмеридиональному простирание. Приграничная площадь в Западной Карелии долгое время оставалась слабо изученной из-за плохой обнаженности.

Региональные исследования.

На протяжении второй половины XX века Северная Приграничная площадь была охвачена наземной гравиметрической съемкой масштаба 1:200000 и аэрогеофизическими (магнитной и аэрогамма-спектрометрической) съемками масштаба 1:50000 (Баранов В.Н., 1997, Беда В.А. и др., 1973).

Региональные геофизические исследования позволили проследить продолжение структур пояса Хатту на Российской территории и выделить вулканогенно-осадочный комплекс среди гранитных массивов. На основе этих съемок были созданы гравиметрическая и магнитная цифровые основы, обеспечивающие последующие и современные (2000–2012 гг.), геолого-геофизические исследования (Юдин С.Н., 2004).

Наземные геофизические исследования.

Комплекс наземных геофизических работ поставленный Карельской Экспедицией включал магнито-разведку и электроразведку (ВП и ВЭЗ). Магниторазведка проведена с использованием магнитометров «Минимаг», электроразведка в варианте ВПФ-СГ (фазовая модификация метода ВП установкой срединного градиента) комплексом производства «Казгеофизприбор». Аппаратура ВПФ позволяет регистрировать dU пропускания и угол сдвига фазы (ФВП) между гармониками. Угол сдвига фазы ВП (как правило, отрицательный) имеет линейную связь с коэффициентом поляризуемости (Комаров В.А., 1972). Длина питающей линии установки срединного градиента составляла не менее 1500 м, приемной - 40 м. Комплекс геофизических методов поставлен с целью получения недостающей для геологического картирования информации на территории преимущественно перекрытой четвертичными отложениями, а также для выявления и прослеживания подтвержденных бурением зон гидротермально-метасоматических изменений, перспективных на золото. Значительные ограничения при выборе геофизических методов внесла труднодоступность района работ сделавшая невозможной механизированную транспортировку аппаратуры.

Одновременно, прогнозно-поисковые работы объединили геохимическое опробование моренных и коренных отложений на золото и корреляцию полученных данных с территорией Финляндии (Нилов М.Ю. и др. 2006, Юдин С.Н. 2004). Проведенные исследования позволили изучить геологическое строение приграничной площади и провести корреляцию толщ с финской территорией, установить характер оруденения и выделить перспективные на золото участки. В составе лопийских толщ (AR_2lp_2) выделены metabазальты, андезибазальты, вулканогенно-осадочные толщи кислого и среднего составов. Они перекрываются палеопротерозойскими сариолийскими и ятулийскими отложениями (PR_{1sr-jt}), представленными вариолитовыми базальтами, андезибазальтами, конгломератами, кварцитами и сланцами в небольшой структуре оз. Куслокки. Лопийские толщи (AR_2lp) в пределах всей площади имеют СВ и субмеридиональное простирание, крутое падение к востоку или западу. Они прорываются гранитоидами Ca-Na и K-Na серий, часто мигматизированы, деформированы или рассланцованы.

Детальные геофизические исследования.

Детальные геофизические исследования проведены сотрудниками лаборатории геофизики ИГ КарНЦ РАН на золоторудном проявлении «Кадилампи». Объект закартирован в ходе поисковых работ на золото, выполненных КГЭ в 2000–2004 гг. (Юдин, 2004). Маломощные зоны с бедным оруденением в массиве порфировидных гранитов оказались недостаточно контрастными для использованной аппаратуры и классических методик (ВП-СГ) геофизических исследований (Нилов, 2006), что не позволило детально расчленить разрез рудопоявления, вследствие чего геологическая модель объекта была построена на основе незначительного объема буровых и вскрышных работ. В 2011 году проведены рекогносцировочные методические исследования с использованием аппаратуры «Скала 48», разработанной в Сибирском отделении РАН, с двумя двадцати четырёх электродными косами, с шагом между электродами равным 5 метрам. Измерения сопротивления и заряжаемости выполнены встречными трёхэлектродными (pole-dipole) установками A-MN и MN-B, что обеспечило наибольшую глубину исследования, при необходимой детальности и точности замеров (Dahlin, 2004). При использовании такой методики на изучаемом объекте выявлена дифференциация по электрическим свойствам, которая позволяет судить о геологическом строении объекта. Геологический разрез построенный по результатам работ КГЭ (Юдин, 2004) и геоэлектрическая модель основанная на результатах электротомографии имеют высокую степень корреляции – основные структурные элементы и неоднородности массива нашли своё отражение в распределении электрических параметров. Так, например, нарушения с активными процессами катаклаза и брекчирования, прослежены, прежде всего, понижением уровня сопротивлений. Сами золотосодержащие кварцево-жильные образования однозначно не выделяются. Однако, область их возможного распространения, приуроченная к зонам вторичного метасоматоза с привнесёнными электропроводящими минералами, уверенно фиксируется аномалиями заряжаемости.

Выводы.

Таким образом, благодаря использованию геофизических работ различного масштаба было уточнено на местности положение магнитных аномалий, предварительно выделенных по данным аэромагнитной съемки. По результатам магниторазведки откартированы тела габбро-долеритов с титаномagnetитовым оруденением (участки Кадилампи-2 и Каппала-Горное), магнетит-содержащие щелочные метасоматиты и магнетит-содержащие вмещающие породы (Шаверки-1, Каппала). На контакте с телами габбро-долеритов на участках Кадилампи-2 и Каппала-Горное по аномалиям ΔT слабой интенсивности в комплексе с ВП были выделены зоны метасоматитов с пирротинном.

Выделены тела рудопроизводящего комплекса гранитов (тип Кадилампи) контрастные по своим магнитным свойствам среди вмещающих магнетит-содержащих пачек и толщ среднего состава. При поисках сульфидно-кварцевой минерализации (молибденитовой и золото-кварцевой), ассоциирующей с гранитами, следует учитывать результаты, полученные по уч. Кадилампи-1: повышенное удельное сопротивление соответствует области наибольшего скопления кварцевых прожилков и зонам интенсивного прокварцевания. Присутствующие в кварцевых жилах включения рудной минерализации (молибденита и других сульфидов), отмеченные в скважинах и канавах, не нашли отражения в результатах профильных геофизических исследований по причине их малой концентрации и вкрапленного характера распределения по непроводящей массе. Однако применение методики электротомографии позволило выделить область развития золотосодержащих кварцево-жильных образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов В.Н. Отчет о результатах опережающей комплексной АГСМЭ съемки м-ба 1:50000 в пределах приграничной площади Западно-Карельского блока в 1994–96 гг. Петрозаводск. ТГФ. 1997.
2. Беда В.А., Пахтель И.А., Хорев Н.А. и др. Отчет Южно-Карельской партии о результатах гравиметрической съемки м-ба 1: 200 000 в Центральной Карелии и м-ба 1: 50 000 в Лоухском районе КАСР (Сосновецкий участок) за 1971–72 гг. ЗГТ. 1973. Фонды СЗТГУ.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – Л. «Недра». 1972. 344 с.
4. Нилов М.Ю., Юдин С.Н., Кулешевич Л.В. Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. 2006. С. 100–120.

5. Юдин С.Н. Информационный отчет о результатах поисков месторождений золота и МПГ на участке Приграничный Северный в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонвара–Иломанси за 2004 г. Петрозаводск. ТГФ. 2004.
6. Dahlin T., Zhou B. A Numerical Comparison of 2D Resistivity Imaging with Ten Electrode Arrays // Geophysical Prospecting, 2004. № 52. P. 379–398.
7. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the Late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo. 1993. 386 p.

ГИС-МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

Павловская О.А.

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт,
ferrari_86@mail.ru, opavl@geology.org.by

Введение.

Геотермические исследования приобрели актуальность в Республике Беларусь, так как были продиктованы дальнейшим изучением геологического строения территории, геодинамики ее земных недр, работами по поиску полезных ископаемых, отсутствием количественных данных по радиогенной теплогенерации и другими практическими нуждами. Одной из основных задач является определение перспектив использования геотермальной энергии в свете непрерывного роста цен на импортируемые углеводороды; поиск альтернативных возобновляемых источников экологически чистой энергии. (В.И. Зуй. – 2007).

Главное.

В отличие от других геофизических полей, детальность изучения геотермического поля ниже. Это обусловлено тем, что для регистрации термограммы обязательным условием является наличие скважины, доступной для термометрических измерений и имеющей продолжительную выстойку после завершения буровых работ, что не всегда обеспечивается, поскольку большинство пробуренных скважин через короткое время вводятся в эксплуатацию, либо ликвидируются после выполнения своего геологического назначения (Богомолов, Л.А. Цыбуля, П.П. Атрощенко. 1972). Так же проблемой является то, что разбуренность геологических структур Беларуси весьма неравномерна. В пределах месторождений полезных ископаемых сеть скважин, значительных по глубине, достаточно густая, и весьма редкая – в пределах территорий, на которых не выявлено значительных промышленных залежей полезных ископаемых. Некоторое исключение составляют мелкие скважины для питьевого водоснабжения, однако они тоже не всегда доступны для геотермических исследований. Отдельные же территории в регионе остаются слабо изученными в геотермическом плане (рис. 1).

Последнее время возникла необходимость систематизации данных, качественной и количественной оценки геотермальных ресурсов республики. В связи с этим был запущен проект создания геотермального атласа Республики Беларусь. Проблемы, связанные с неоднородностью распределения и сложностью интерпретации данных решаются с помощью возможностей геоинформационных систем.

Практические аспекты работы: выполнение количественной оценки плотности ресурсов геотермальной энергии наиболее перспективных геологических структур; дать оценку геотермального потенциала; предложить первоочередные районы для практического освоения подземного тепла.

Так как накопленные данные по геотермическим исследованиям скважин были абсолютно не систематизированы, первоочередная задача – создание базы данных скважин по республике, включающую координаты и названия скважин, глубину термограмм, значения температур на нейтральном слое и стратиграфических слоях, а так же литологию и стратиграфию. База данных постоянно обновляется и дополняется. Создается база данных в программном продукте ESRI – ArcGIS, который позволяет не только систематизировать данные, но и привязать атрибутивную информацию к конкретным пространственным объектам (в данном случае скважинам), что дает возможность отображать и анализировать все изменения и дополнения в базе данных в режиме реального времени.

Так как густота разбуренности изучаемой территории неоднородна, и данные прерывисты, имеет смысл интерпретация данных с помощью модуля ArcGIS Spatial Analyst, интерполяция методом Spline. Так же для наглядности были построены изотермы распределения температур по «нейтральному» слою так же с помощью модуля ArcGIS Spatial Analyst (рис. 2).

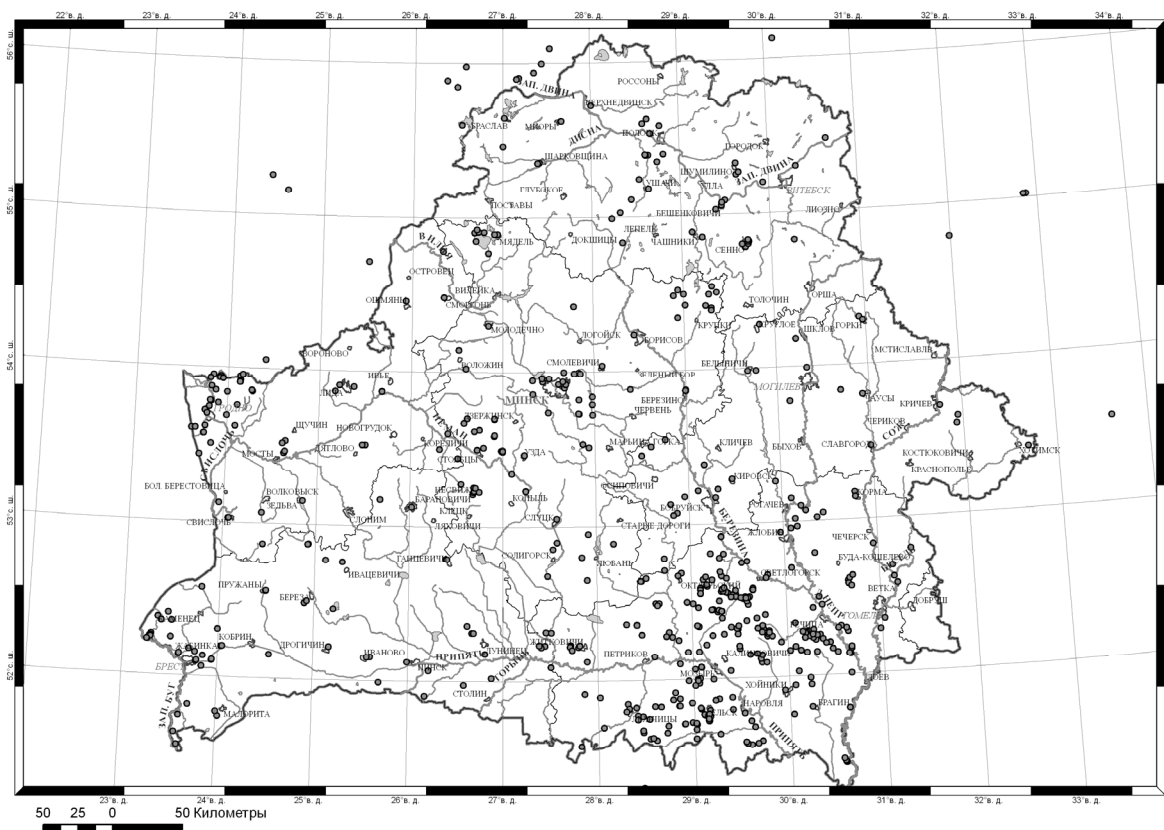


Рис. 1. Распределение скважин, по которым имеются геотермические данные

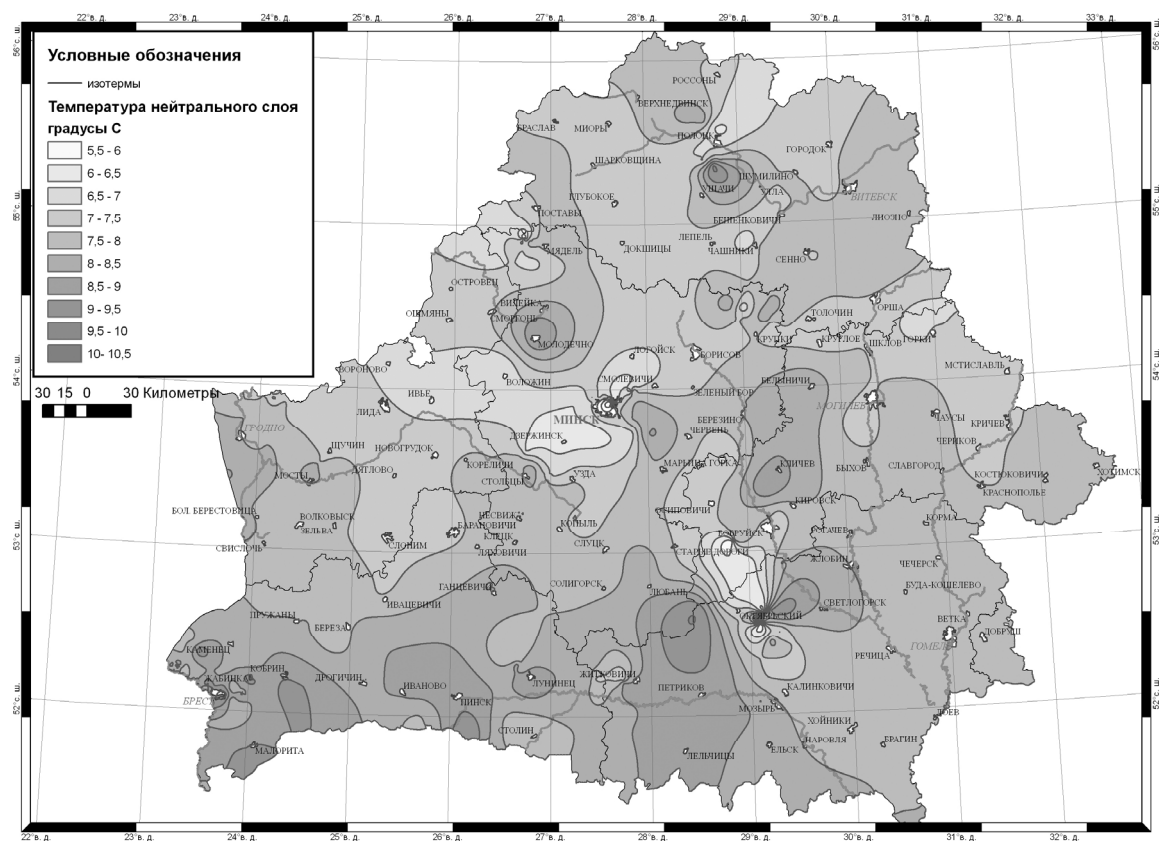


Рис. 2. Распределение температур по «нейтральному» слою

Программные инструменты ArcGIS дают возможность не только с большой долей вероятности картировать территории с небольшим объемом данных, но и учитывать множество факторов, позволяющих выделить температурные аномалии. Карты создаются по наиболее перспективным, с точки зрения геотермального использования, водоносным комплексам.

Однако, с увеличением глубины залегания исследуемого горизонта, количество достоверных данных уменьшается. Эта проблема решалась путем ручного анализа и отбора данных, подбора ячейки и метода интерполяции, исправления ошибок интерполяции. Достоверность интерполяции проверялась по ключевым, хорошо изученным участкам с большим объемом достоверных данных, например участок с высокой густотой разбуренности в Припятском прогибе (рис. 3).

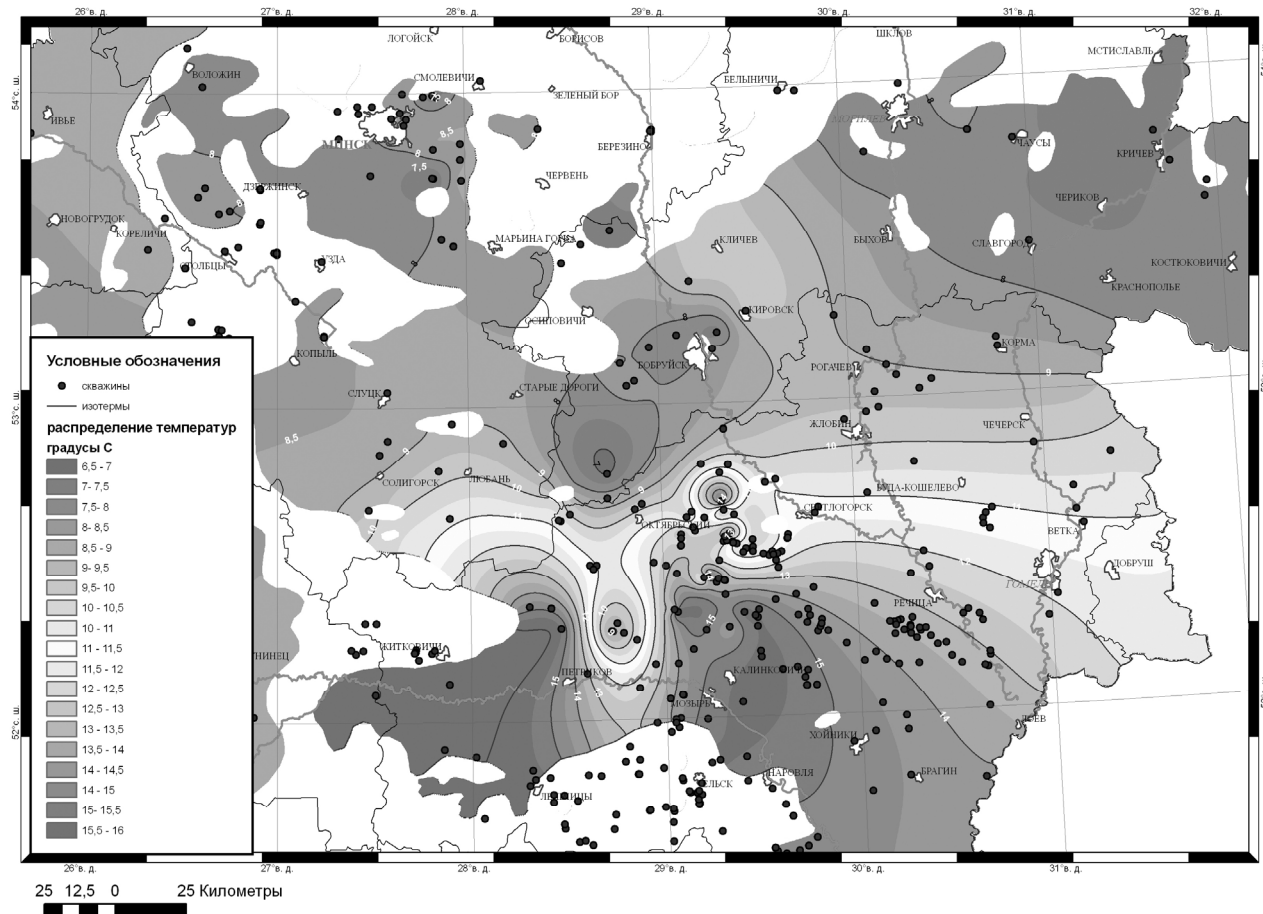


Рис. 3. Распределение температур по кровле альб-сеноманского водоносного горизонта в Припятском прогибе

Основные результаты.

Создание общей базы данных по всем скважинам с проведенными геотермическими исследованиями; создание геотермического атласа с комплектами карт геотермальных ресурсов по всей территории республики; исследование поверхности «нейтрального» слоя и кровли водоносных комплексов методами ГИС, проведение корреляций температурных аномалий с известными глубинными аномалиями, для определения точности прогнозных показателей; исследование при помощи инструментария ГИС разрывных нарушений в тепловом поле республики; определение наиболее перспективных мест для извлечения геотермальной энергии и строительства геотермальных насосных станций.

Карты, созданные при помощи вышеописанного способа, позволяют проследить особенности распределения температур даже на слабо изученных участках, а так же выявить и проанализировать температурные аномалии территории.

Реализуемый проект позволит повысить геотермическую изученность региона, определить наиболее перспективные участки разработок, выявить температурные аномалии и скоррелировать их со структурными нарушениями, а так же привлечь внимание общественности к проблеме использования геотермальных ресурсов.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук Владимиру Игнатьевичу Зую.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Мн., 1972. 216 с.
2. Зуй В.И. Структура теплового поля платформенного чехла Беларуси. Мн., 2007. 68 с.

ВЛИЯНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН

Пиоро Е.В., Тырина Т.С.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, piorok@yandex.ru, tyrinats@gmail.com

Плотностные характеристики грунта – одни из основных в инженерной геологии, они закладываются в основу практически всех расчетов. Определение плотности грунтов в естественном сложении производится в образцах прямыми методами, однако, в ряде случаев (песчаные грунты, слабые глинистые грунты) весьма перспективны для этих целей сейсмические методы, поскольку они позволяют определять свойства грунта дистанционно, в массиве, не нарушая его сложение.

В качестве объектов исследования на первом этапе изучения были взяты модельные грунты. Они формировались из перемолотого моренного суглинка (gQIdns), отобранного на территории г. Москвы, с добавлением среднеспесчаной фракции флювиогляциального песка в количестве 0, 10, 25, 35 % по массе. Таким образом, были получены четыре различных по дисперсности модельных грунта (M1, M2, M3, M4 соответственно), которые соответствовали суглинкам легким пылеватым (M1 и M2), супесям пылеватым (M3) и супесям песчанистым (M4) (по ГОСТ 25100-95). Грунты формировались при различной влажности и нагрузке уплотнения.

На втором этапе, исследования проводились на природных глинистых грунтах – суглинках донской морены (gQIdns) и юрских глинах (J3ox) ненарушенного сложения, из которых режущим цилиндром были вырезаны образцы высотой около 70 мм, и диаметром 38 мм.

На всех образцах производилось измерение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн по методике прямого просвечивания на переменной базе: излучатель и приемник располагались на противоположных гранях образца на одной оси, при этом образец несколько раз укорачивался. Это позволяло построить годограф – зависимость времени прихода волны от пройденного расстояния, по наклону которого и рассчитывалась скорость поперечных волн. Такой метод существенно повышает точность расчета скорости V_s , так как по единичному измерению не всегда удается выделить вступление S-волны в интерференционной картине.

Диапазоны изменения основных изучаемых параметров физических свойств образцов глинистых грунтов приведены в таблице 1.

Таблица 1. Диапазоны изменения показателей физических свойств грунтов

Образцы	Плотность ρ , г/см ³	Плотность скелета ρ_d , г/см ³	Влажность ω , %	Пористость n , %	Коэффициент пористости e , отн.ед.
Модельные	1,54–2,30	1,42–2,13	4–15	20–47	0,25–0,88
Природные gQIdns	2,02–2,25	2,69–2,85	11–14	29–37	0,42–0,58
Природные J3ox	1,66–1,83	1,28–1,41	24–39	50–57	0,98–1,33

Скорости продольных волн V_p у модельных грунтов менялись от 450 до 1960 м/с, у природных от 1350 до 2000 м/с, скорости поперечных волн V_s у модельных грунтов от 160 до 580 м/с, у природных от 130 до 700 м/с.

По результатам исследований модельных глинистых грунтов получен график взаимосвязи скоростей продольных волн и плотности (рис. 1а). Для модели M1 (суглинки легкие пылеватые) получено линейное уравнение связи $V_p=2120\rho-3036$, с величиной достоверности аппроксимации $R^2=0,82$ и степенное уравнение связи $V_p=71,2\rho^{3,91}$ с $R^2=0,83$. Для модели M2 (суглинки легкие пылеватые) линейное уравнение связи имеет вид $V_p=2550\rho-3820$ величина достоверности аппроксимации $R^2=0,70$, степенное уравнение $V_p=86,4\rho^{3,83}$ с $R^2=0,67$. Известно, что с повышением плотности грунта увеличивается количество и прочность контактов, а значит и скорости продольных волн повышаются. При этом вид уравнения связи зависит от типа грунта. Для модельных образцов тип грунта определяется преимущественно дисперсностью (разным количеством песчаных, пылеватых и глинистых частиц) и характером структурных связей, контактов между частицами. Следует отметить, что в модельных грунтах присутствуют коагуляционные и точечные контакты, соотношение между которыми зависит от влажности.

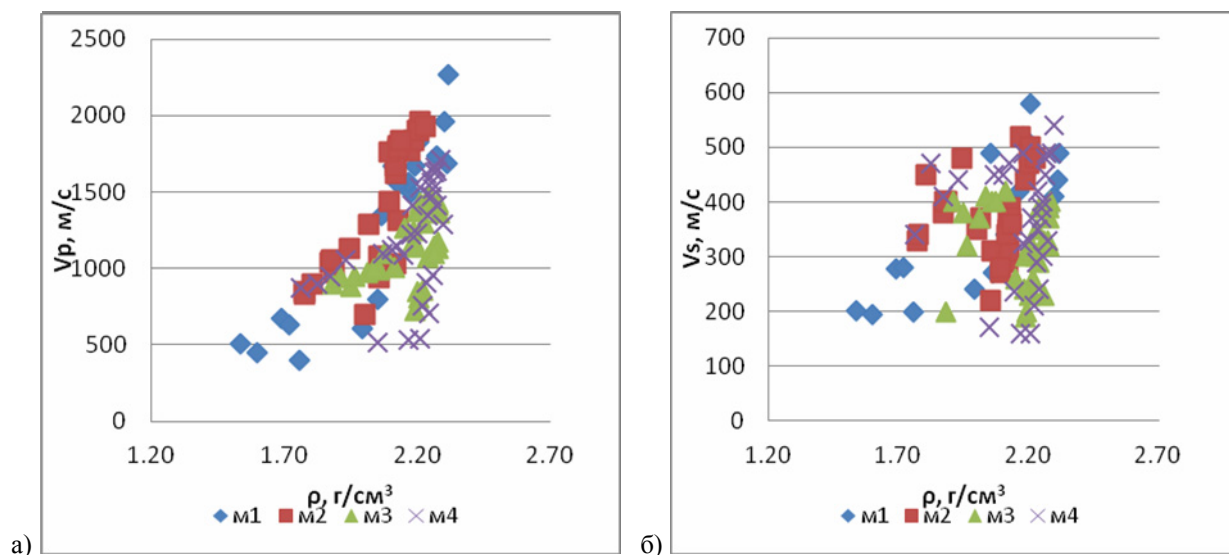


Рис. 1. Взаимосвязи скоростей:

а) продольных волн V_p ; б) поперечных волн V_s и плотности модельных глинистых грунтов М1-М4

Скорости поперечных волн V_s также увеличиваются с ростом плотности грунта (рис. 1б). Повышение скоростей V_s связано с увеличением количества, площади и прочности контактов, что приводит к росту сдвиговых характеристик.

Графики изменения скоростей в зависимости от плотности скелета грунта аналогичны графикам изменения плотности. Из этого можно сделать вывод о том, что влажность модельных грунтов в исследованном диапазоне оказывает относительно малое влияние на распространение в них упругих волн по сравнению с факторами, определяющими характер сложения (плотность скелета, пористость).

С увеличением пористости модельных грунтов от 20 до 45 % (и ростом коэффициента пористости от 0,25 до 0,88 соответственно) скорости продольных волн V_p снижаются от 2000 до 500 м/с, а скорости поперечных волн V_s от 550 до 200 м/с (рис. 2).

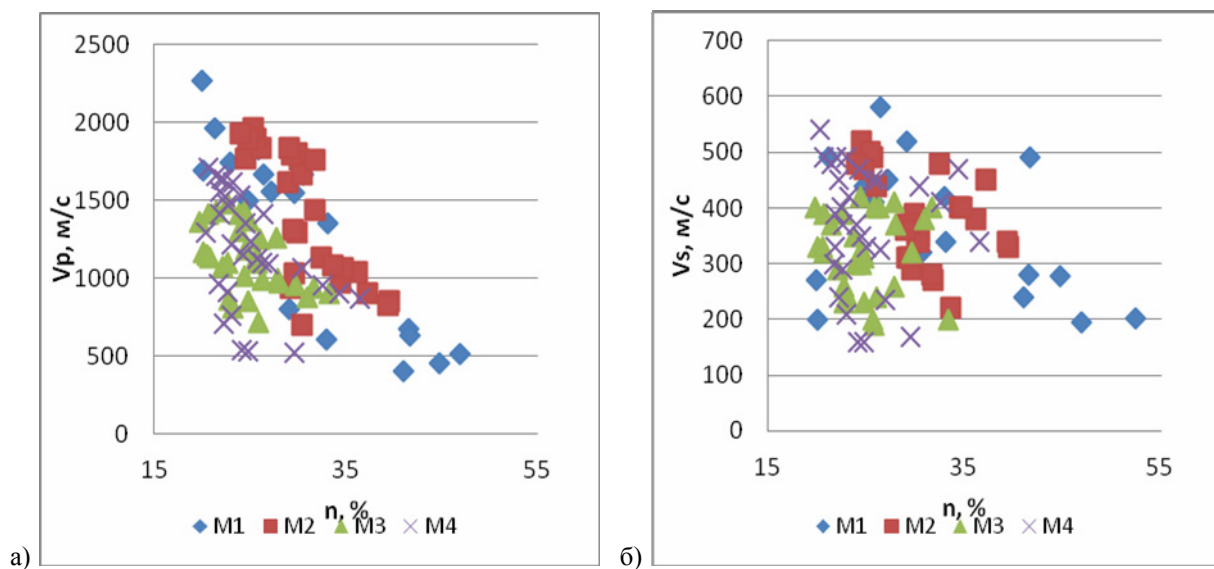


Рис. 2. Изменение скоростей:

а) продольных волн V_p ; б) поперечных волн V_s при изменении пористости

Для природных грунтов общий характер зависимостей $V_p(\rho, \rho_d)$, $V_s(\rho, \rho_d)$ сохраняется: скорости продольных и поперечных волн увеличиваются с ростом плотности (рис. 3) и плотности скелета грунтов. Приведенный рисунок показывает, что разные типы природных глинистых грунтов формируют в координатном поле разные совокупности точек. Вариации скоростей упругих волн для юрских глинистых грунтов оксфорд-

ского яруса при небольшом интервале плотностей зависят от доли прочных цементационных контактов между структурными элементами. В четвертичных моренных суглинках, имеющих матричную микроструктуру (песчаные и пылеватые зерна в высокодисперсной глинистой матрице), плотность и плотность скелета в меньшей степени влияют на скорости продольных волн (волн растяжения-сжатия), в большей – поперечных (волн сдвига) (см. рис. 3), что подтверждает ведущую роль характера строения этих грунтов, при однотипных связях и контактах между частицами.

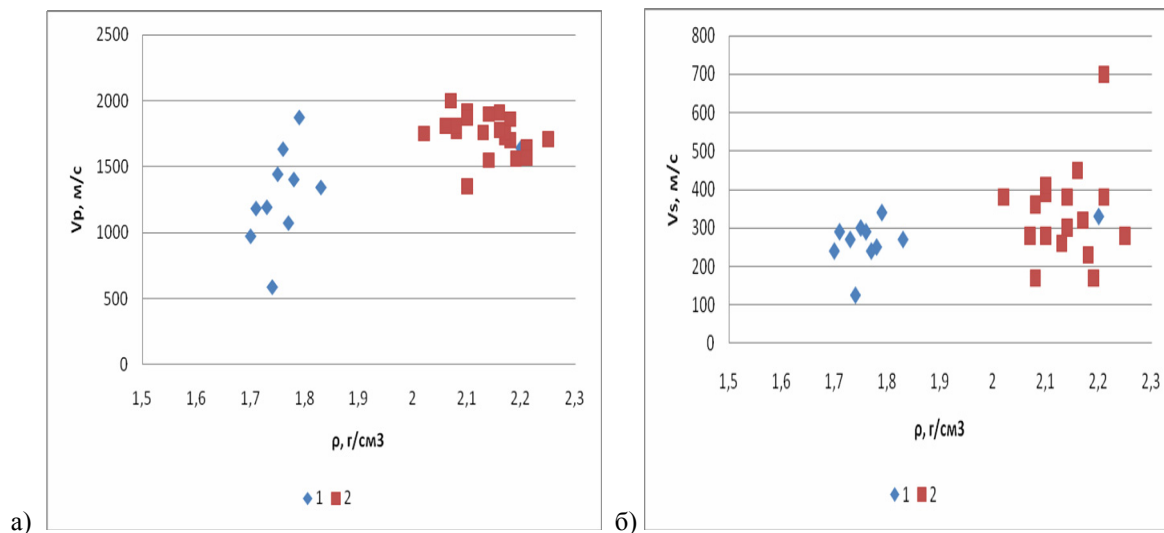


Рис. 3. Соотношения скоростей:

а) продольных V_p ; б) поперечных волн V_s и плотности грунтов природного сложения: 1 – глины (J_{3ox}); 2 – суглинки ($gQldns$)

С ростом пористости и коэффициента пористости природных грунтов также происходит закономерное снижение скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн.

По результатам анализа полученных данных можно сделать следующие выводы.

1. Зависимости скоростей упругих волн от плотностных свойств модельных и природных глинистых грунтов имеют схожий характер и наглядно показывают роль природного сложения и структурных связей в формировании сейсмических свойств.

2. Скорости продольных и поперечных волн возрастают с ростом плотности и плотности скелета грунта и убывают с ростом пористости и коэффициента пористости.

3. Изменение скоростей продольных волн с ростом плотности модельного грунта можно аппроксимировать линейной или степенной функцией, однако, уравнения связи зависят от типа грунтов (состава, дисперсности, прочности структурных связей и контактов между частицами).

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОСТАНЦИИ «СЫКТЫВКАР»

Попов И.В., Носкова Н.Н.

Институт Геологии Коми научного центра УрО РАН, ilyageo@ya.ru, noskova@geo.komisc.ru

Сейсмическая станция «Сыктывкар» (SYK) находится на юго-западной окраине г. Сыктывкар, в 6-и километрах от центра города.

Целью данной работы являлось проведение цифровых сейсмологических мониторинговых наблюдений для решения ряда задач, связанных с детальным анализом структуры микросейсмических полей, регистрируемых сейсмостанцией SYK, а также для оценки ее чувствительности. Изучение короткопериодных микросейсм позволит представить пространственно-временную характеристику сейсмического излучения, воздействующего на среду.

Методика изучения спектрально-временных характеристик сейсмического шума включала: отбор сейсмических записей, пригодных для анализа, расчет спектральной плотности сейсмического шума, анализ временных вариаций микросейсм с помощью графиков. Для построения графиков спектральной плотности шума на сейсмограммах выбирались шесть 20 минутных участков записи с интервалом 4 часа (02, 06, 10, 14, 18 и 22 часа по местному време-

ни), не осложненных влиянием удаленных и локальных землетрясений и интенсивных техногенных помех. Обработка микросейсмического процесса выполнялась для открытого канала. При расчетах использовался процессор обработки сигналов – один из модулей программы WSG (Геофизическая служба РАН и ООО «НПП Геотех»).

Были выявлены следующие диапазоны частот: 0.1–0.5, 1–4, 14–17 Гц (рис. 1). Так же, на спектрограммах выявлены монохроматические сигналы с частотами 5.2, 5.8, 10 и 12.2 Гц. При обработке трехкомпонентных сейсмических записей был выделен только один из частотных диапазонов (0.1–0.5 Гц), который не имеет суточного хода. Остальные диапазоны имеют четко выраженный суточный ход вариаций микросейсм, характеризующий деятельность и уклад жизни в районе наблюдений.

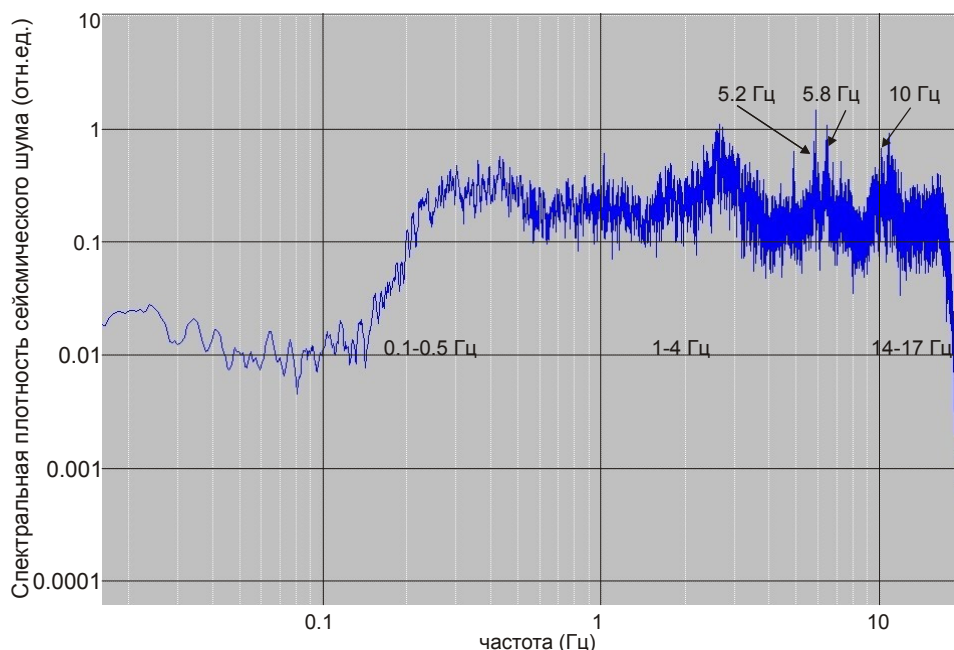


Рис. 1. Кривая спектральной плотности сейсмического шума для компоненты E-W.

Микросейсмы с частотами 0.1–0.5 Гц определяются нами как штормовые, обусловленные тропическими циклонами в мировом океане. На графике спектральной плотности данного частотного диапазона можно наблюдать мощные возмущения с периодом до 23 недель, связанные с сезонами ураганов в тропических областях океанов (рис. 2). Наиболее спокойными месяцами, в плане штормовых микросейсм, являются июнь и июль. В период с октября по март интенсивность штормовых микросейсм увеличивается в 2 раза, что отражено на графике областями с интенсивной циклонической деятельностью.

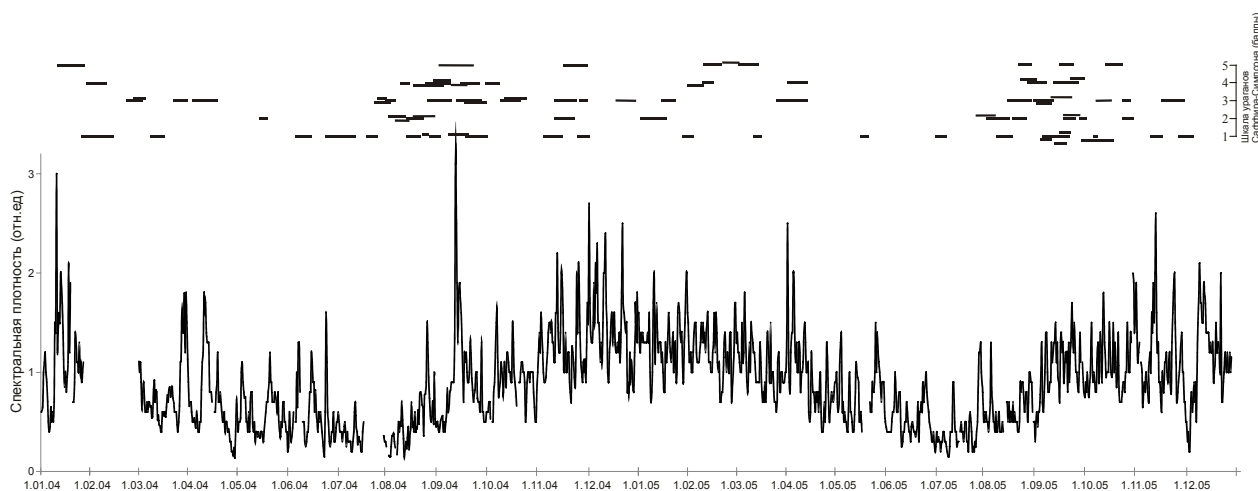


Рис. 2. Временные вариации значений спектральной плотности микросейсм для диапазона частот 0.1–0.5 Гц с диаграммой штормовой активности в тропических областях океанов. Компонента E-W. Информация о циклонической деятельности предоставлена <http://csc.noaa>.

Техногенные вибрации представлены на спектрограммах двумя типами сигналов: монохроматическим – тонкой линией в спектре микросейсм (5.2, 5.8, 10, 12.2 Гц) с меняющейся во времени амплитудой, а так же случайным – в широкой полосе частот (14, 1417 Гц). Монохроматические сигналы излучаются при работе электрических машин. Колебания с частотой 5.2 Гц непостоянны во времени и проявляются только в дневное время и в рабочие дни. Микросейсм же с частотами 5.8 и 10 Гц присутствуют во всем временном диапазоне и имеют четко выраженный суточный ход. Отдельного внимания заслуживает сигнал с частотой 12.2 Гц, значения его спектральной плотности в десятки раз превосходят фоновые микросейсм. Этот интенсивный техногенный сигнал порождается агрегатами азотно-кислородной станции, расположенной всего в 200 м от сейсмостанции, проявляется только в дневное время 23 раза за неделю и имеет продолжительность 68 часов.

Техногенный шум в полосе частот 117 Гц генерирует населенный пункт и крупные промышленные объекты с многопрофильной деятельностью. В спектре выделяются основные максимумы на частотах 14 и 1417 Гц. Вибрации на частоте 14 Гц связаны с движением автотранспорта и имеют широкополосный спектр с максимумом на 2.8 Гц. Колебания с частотами 14 Гц наиболее интенсивны в летние месяцы, а так же в декабре-январе, что обуславливается увеличением нагрузки на автодороги в эти периоды времени (рис. 3). Корреляция значений спектральной плотности микросейсм с частотами 14 Гц с метеорологическими данными не наблюдается.

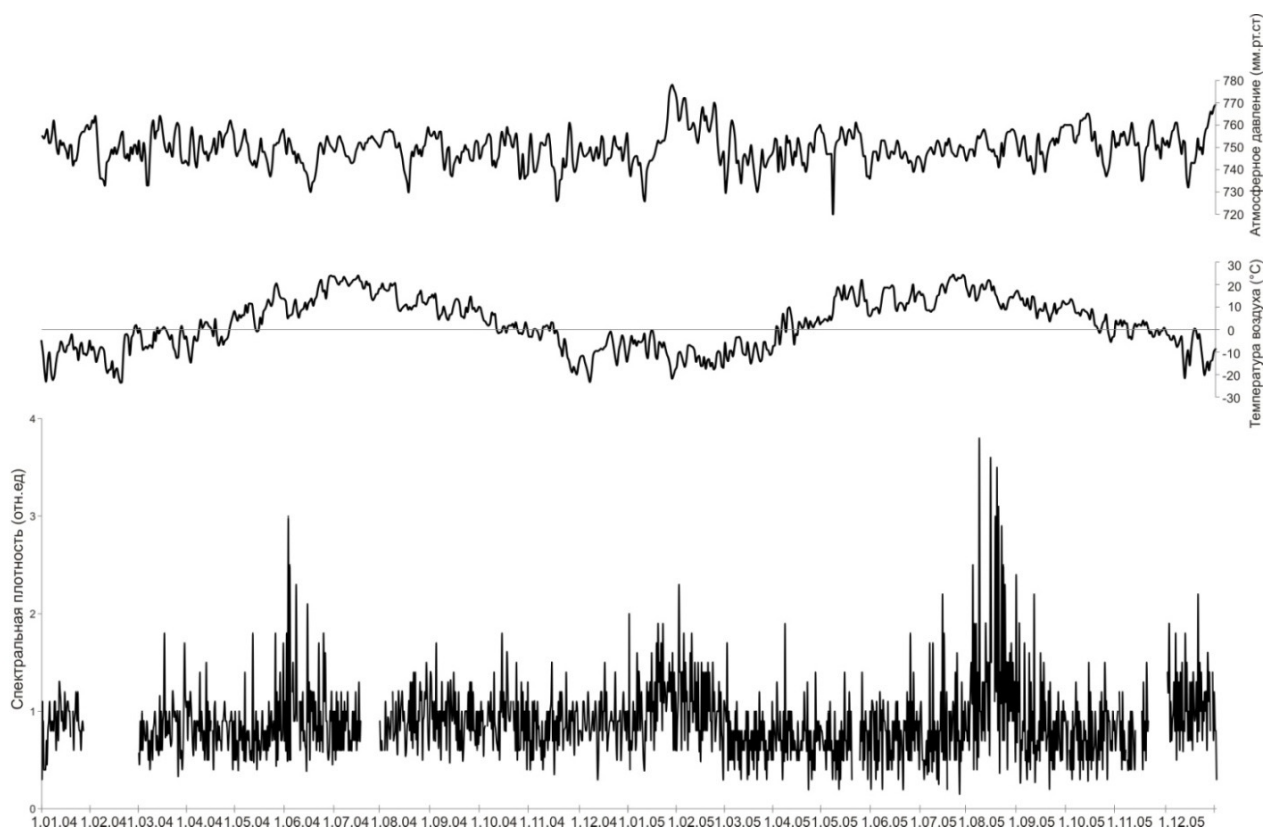


Рис. 3. Временная зависимость значений спектральной плотности сейсмического шума для диапазона частот 1–4 Гц, температуры воздуха и атмосферного давления. Компонента E-W.

Наибольшей интенсивностью среди выделенных диапазонов обладают микросейсм с частотами 1417 Гц. Данные высокочастотные колебания активизируются в начале мая и продолжается до октябрь-ноября, минимум у этих шумов наблюдается в зимние месяцы (рис. 4). При сопоставлении графика спектральной плотности вибраций с частотами 1417 Гц и графика температурного режима становится заметно увеличение уровня микросейсмического процесса с установлением положительных температур (начало мая), что связано с изменением физических свойств грунта при оттаивании. При установлении отрицательных температур значения спектральной плотности данного шума уменьшаются. Микросейсм этого типа связываются нами с работой электроагрегатов, находящихся вблизи сейсмостанции, а так же с деятельностью сельхозтехники, работающей в летние и осенние месяцы на удалении не больше 23 км от точки регистрации.

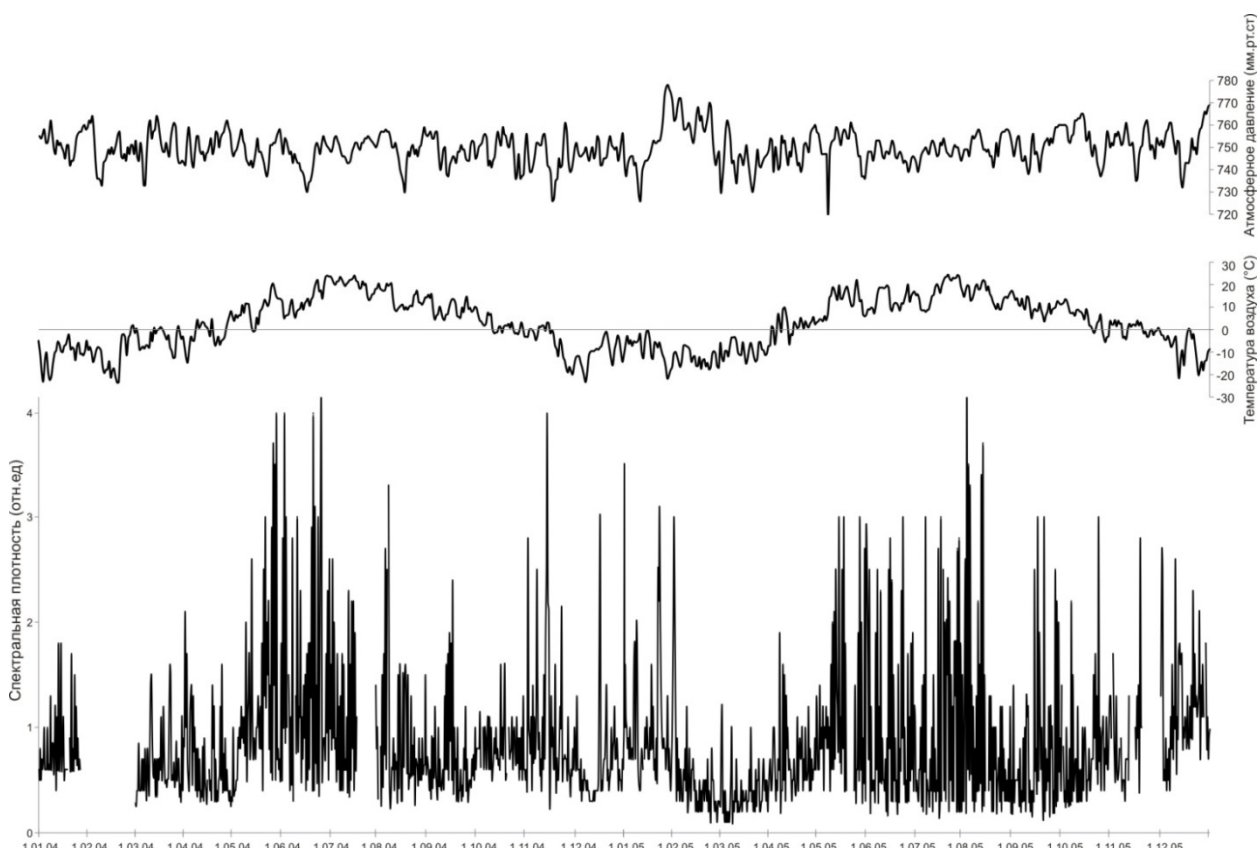


Рис. 4. Временные вариации значений спектральной плотности микросейсм для диапазона частот 14–17 Гц температуры воздуха и атмосферного давления. Компонента E-W.

Используя данные долговременных сейсмологических наблюдений на сеймостанции SYK, стало возможным сопоставление временного распределения уровней сейсмического шума вблизи г. Сыктывкар. В результате исследования микросейсмического фона в его составе были выявлены 2 частотные области. Одна, с частотами 0.10.5 Гц – природная, связывается нами со штормовой активностью в океанах. Вторая, с частотами 117 Гц техногенная, совпадающая с областью регистрации полезного сигнала землетрясений. В данном диапазоне более низкие частоты 14 Гц связаны с деятельностью транспорта, а более высокие 1417 Гц обусловлены работой различных электроагрегатов вблизи станции.

Работа выполнена при поддержке гранта молодых ученых и аспирантов УрО РАН 10-5-НП-458

МАЛОГЛУБИННАЯ МАГНИТОМЕТРИЯ В СТРУКТУРИРОВАНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Решетник М.Н.

Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, reshetnyk@bigmir.net

Введение.

Существующие геологические карты признаны устаревшими, поэтому сейчас реализуется общегосударственная программа геологического доизучения ранее закартированных площадей масштаба 1:200000 (ГДП-200). На этапе доизучения встают новые проблемы, требующие большей детальности и эффективности. Для их решения необходимо создание современных способов исследования геологической среды. В магнитометрии развиваются новые подходы, но в основном для решения задач археологии, инженерии, геоэкологии, агрономии. Они не приспособлены для картирования докембрийских сильнодифференцированных структур. В этой работе предлагается методология малоглубинной магнитометрии МГМ, позволяющая повышать информативность результатов исследования «тонкой» структуры докембрийского фундамента. Приведен пример использования МГМ для структурирования участка расположенного в пределах Гайсинского блока Украинского щита.

Методика.

Малоглубинная магнитометрия МГМ является подразделением малоглубинной геофизики, приспособленной для структурно-геологического исследования приповерхностных слоев геологической среды методами наземной магнитометрии. Основные принципы методологии МГМ, детальность, внутриметодное комплексирование, системность (с априорными данными), соответствие методологии и технологии МГМ требованиям современности («осовременивание»). Принцип детальности требует создания объемной базы детальных магнитных данных на исследованных территориях. Внутреннеметодное комплексирование в наземной магнитометрии и в МГМ совершается аналогично межметодному комплексированию в геофизике со всеми его понятиями (стадийность, оптимизация выбора комплекса, прочее). В оптимальный комплекс должны входить полевые съемки магнитного поля и полевая каппаметрия, согласованный с их результатами отбор образцов и лабораторная петромагнитометрия (гравиметрия, электрометрия, ядерные методы). Конечно же, новые магнитометрические данные и полученные знания наслаиваются на уже существующие, которые следует включать в интерпретацию вместе с новыми путем системного подхода. Системность при интерпретации полученных и априорных данных становится теперь так же методологическим принципом. Очевидное требование (осовременивания) технологии и методологии становится в наше время методологическим принципом впоследствии чрезвычайно быстрого развития и изменчивости технических способов, технологий, методологических принципов работы с потоками информации (системы глобального позиционирования GPS, ГИС технологии, многофакторное моделирование).

На основании перечисленных общих методологических принципов можно строить разные методы МГМ. Ниже предлагается конкретный простой метод магнитного сканирования МС, в котором комплексуются фактически лишь магнитометрические методы и операции. Также вводится сравнительный магнитный анализ СМА, позволяющий выявлять и проследивать подобные геологические структуры.

Метод МС это комплексный петромагнитометрический метод магнитометрии. В нем вводится совместная съемка индукции магнитного поля T и магнитной восприимчивости χ , и объединяется в единый комплекс с лабораторными исследованиями. Описание МС представлено в работе (Решетник, 2010). Метод МС повышает уровень детальности за счет укрупнения сети наблюдений и повышает уровень комплексности магнитометрических работ, чем преодолевает механическое, штучное объединение разных способов исследований в стандартных технологиях.

СМА основана на том, что в историческом процессе создания и переработки горных пород докембрия магнитные минералы и вмещающие их породы образовывались и превращались уникальным образом. Кажется очевидным, что очень детальна кривая T при достаточном протяженности маршрута съемки и достаточно развитой зубчатости кривой T способна отразить индивидуальную неповторимость магнитной и в большинстве случаев геологической структуры.

Известно, что любой объект реального мира является индивидуальным и каждое его свойство имеет в деталях свои неповторимые индивидуальные особенности, которые отличаются при детальном исследовании. Во многих случаях оказывается, что при достаточном уровне детализации даже одно характерное свойство способно создать «портрет» своего объекта столь индивидуализированный, что по нему становится возможным идентифицировать этот объект. Таким идентификатором может стать детализированная кривая, выражающая характерный признак объекта. Этому есть примеры в различных сферах: в криминалистике с узором папиллярных линий идентифицируют человека; в медицине идентификация человека возможна за деталями его кардиограммы; в материаловедении идентификация полимеров (резины) осуществляются инфракрасной спектрометрией.

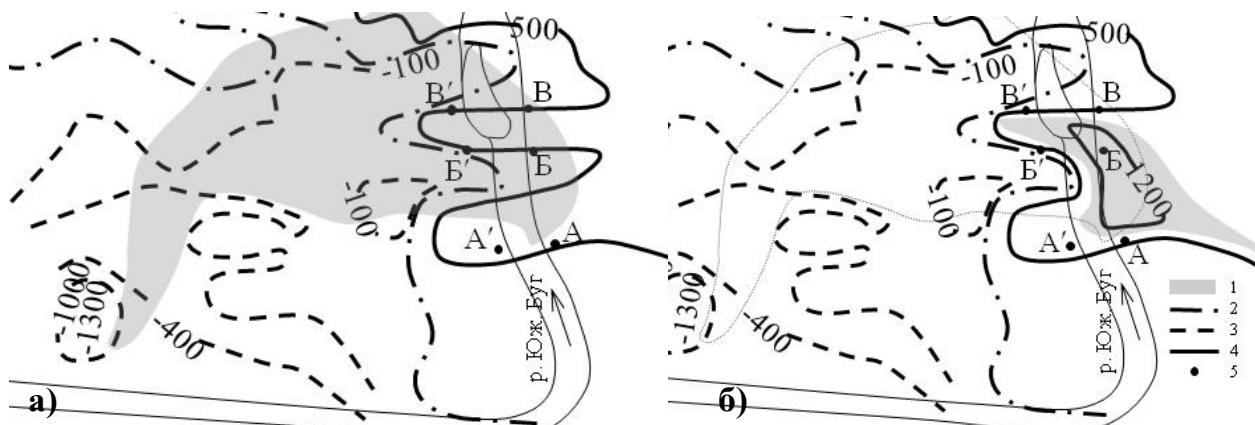


Рис. 1. Фрагмент геологической карты масштаба 1:25000 с изолиниями T (р. Южный Буг, с. Саленцы)

а) до проведения МС; б) после проведения МС. Условные обозначения: 1 – кристаллосланцы и гнейсы; 2,3,4 – изолинии нулевого, положительного, отрицательного T (нТл); 5 – точки маршрута съемки T и χ , отвечающие точкам на рис. 2.

Из сказанного следует вывод, который составляет содержание эвристического методического средства – сравнительного магнитного анализа (СМА): подобным зубчатым кривым Т соответствуют подобные источники магнитного поля, а значит в большинстве случаев и подобные геологические разрезы. Истинность этого утверждения подтверждается конкретными примерами структурно-геологических исследований проведенных в пределах Гайсинского блока Украинского щита в долине реки Южный Буг.

Результаты.

В этой ситуации показаны возможности МГМ для исследования докембрийских образований, обнажающихся вдоль р. Южный Буг между с. Саленци и с. Самченци. В пределах этой территории на геологической карте (рис. 1а) недостоверно изображен массив кристаллосланцев, поскольку на петрографично однородном теле тут возникают значительные изменения Т. Полученные методом МС данные показали, что выход тела кристаллосланцев на левый берег наблюдается лишь на участке Б'В' (рис. 1б).

Действительно, тело кристаллосланцев с правого берега не переходит на левый берег в районе участка АВ. Такой вывод является очевидным с результатов детальной съемки Т (рис. 2) и подтверждается результатами кап-паметрии. Выполненные по программе проф. М.Н. Жукова (Жуков, 1997) сравнение $\chi_{об}$ (χ образцов), показало, что коэффициент подобия χ для пород, обнажающихся на противоположных берегах тут является очень низким ($\alpha=0,02$). Сравнение образцов пород на разных берегах показало так же их разную геологическую природу.

Что касается промежутков БВ и Б'В', то на них обе кривые уже становятся подобными: они спадают подобным образом на расстоянии 130 м каждая на одну и ту же величину 2400 нТл и в целом являются подобными форме кривых Т, обе кривые сильно зубчатые и имеют приблизительно одинаковый угол склона залегания кривой (рис. 2). Магнитная восприимчивость обнажений кристаллического фундамента на промежутках БВ и Б'В' в основном варьирует в пределах $35-80 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, подобны так же остаточная намагниченность I_n . Все эти факты позволяют утверждать, что на этих промежутках происходит переход тела кристаллосланцев с правого на левый берег. Таким образом можно считать доведенным, что тело кристаллосланцев и гнейсов переходить на левый берег лишь небольшой своей частью Б'В', как это показано на рисунке 1б.

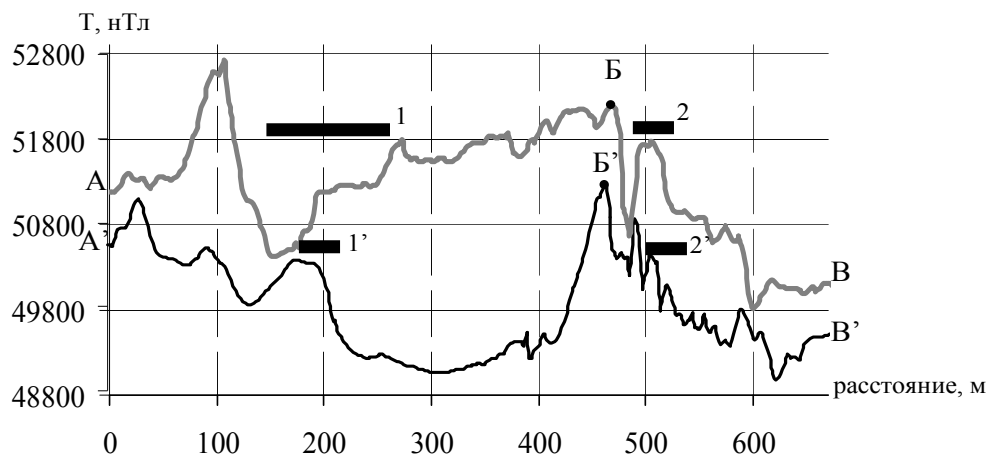


Рис. 2. Фрагменты кривых Т подобных на промежутках АВ и А'В' полученных путем детальной съемки на противоположащих берегах вдоль русла р. Южный Буг возле с. Саленци.

Следующая ситуация заключается в использовании метода МС и ПМА в структурном анализе геологической среды, связанный с территорией между с. Самчинци и пгт. Райгород на левом берегу р. Южный Буг. На кривой Т визуально выделяются два фрагмента ИК и И'К', которые имеют подобную форму, длину по горизонтали (450–480 м), почти одинаковые соответствующие значения Т и одинаковую амплитуду 1600 нТл (рис. 3).

С подобия фрагментов кривых Т на промежутках ИК та И'К' согласно СМА можно сделать вывод, что геологические тела в окрестности маршрутов съемки, будут так же подобны, но этот факт противоречит существующей геологической карте (рис. 4а). Это подобие является не «зеркального» типа (осевая симметрия), а «параллельного» типа (параллельного переноса). На карте Т видно, что промежуток ИК пересекает одну из аномалий 1000 нТл, за которой в северо-восточном направлении вытянулись одна за другой в ряд аномалии 1000 нТл (рис. 4). Фрагмент кривой И'К' отображает аномалию 1000 нТл, удлиненной в северо-восточном направлении, за которой далее в том же направлении прослеживается удлиненная полоса изолиний Т выше 700 нТл. Две описанные выше области простираются в северо-восточном направлении являются приблизительно параллельными одна другой. Приведенный анализ карты Т и подобие форм и значений кривых Т на промежутках ИК и И'К' приводит к выводу, что в докембрийском фундаменте параллельно одна другой залегают два удлиненных в северо-восточном направлении подобных по структуре геологических тел.

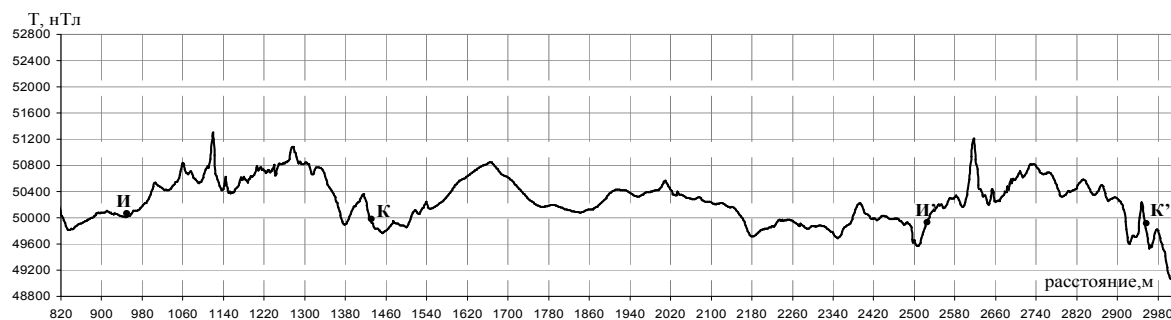


Рис. 3. Фрагмент кривой индукции магнитного поля Т полученной вдоль русла р. Южный Буг (буквы ИК и И'К' соответствуют промежутку маршрута съемки Т обозначенного на рис. 4).

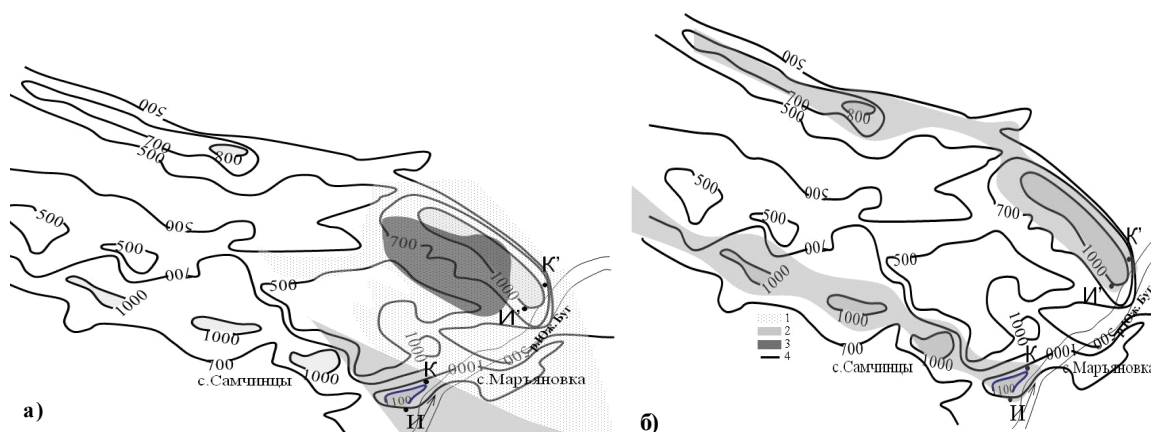


Рис. 4. Фрагмент геологической карты масштаба 1:25000 с нанесенными изолиниями Т (р. Южный Буг с. Самчинцы, пгт. Райгород):

а) до проведения МС; б) после проведения МС. Условные обозначения: 1 – гранодиориты; 2 – мигматиты; 3 – диориты; 4 – изолинии Т (нТл).

На существующих геологических картах промежутки ИК пересекает тело мигматитов, а промежутки И'К' пересекает тело аплит-пегматитовых гранитов. Как известно, последние считаются слабомагнитными породами, ИК и И'К' обозначают два подобных профильных участка, значит эти два тела должны были сложены мигматитами (рис. 4). Между ними на существующей геологической карте изображено тело гранодиоритов, которое, как видно, должно быть достаточно магнитным, и возникает вопрос: почему тогда между ними снижается Т. Ответ был найден после использования метода МС к обнажениям карьер «Зминый», расположенного на промежутке ИК'. Было доказано, что на этом промежутке на самом деле залегают сравнительно магнитные плагиограниты, переходящие на левый берег. То есть, очевидно, что существующая геологическая карта для этой местности требует значительных исправлений.

Выводы.

Введено понятие малоглубинная магнитометрия МГМ, как раздел малоглубинной геофизики, и предложено ее использование для целей картирования докембрийского фундамента. Представлено новый способ интерпретации результатов магнитной съемки – сравнительный магнитный анализ (СМА), согласно которому считается, что при достаточной детальности подобным фрагментам кривой/кривых индукции магнитного поля соответствуют подобные по геологическому строению образования.

На примерах типичных ситуаций противоречивости предлагаемых разными исследователями геологических построений доказано, что МГМ способна значительно повышать структурно-геологическую информативность магнитных свойств горных пород (на обнажениях пород докембрийского фундамента).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решетник М.Н. Современные возможности магнитометрии при картировании высокометаморфизированных комплексов (на примере Украинского щита)// Современные проблемы геофизики: сборник докладов XI Уральской молодежной научной школы по геофизике. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2010. С. 186–189.
2. Жуков Н.Н. Метод многомерной статистической фильтрации різновидової геологической информации для решения задач картування и прогноза: Дис... д-ра геол. наук: 04.00.05 / Киевский ун-т им. Тараса Шевченко. К., 1997. 337 с.

ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ НА ДРУГОРЕЦКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ГАББРОДОЛЕРИТОВ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Рязанцев П.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, *chthonian@yandex.ru*

Другорецкое месторождение представляет собой возвышенность, ограниченную с востока скальным обрывом, расположенную на территории Прионежского района Республики Карелия, в 5 км от д. Другая Река. Месторождение образовано Ропручейской интрузией габбродолеритов, имеющей форму силла, полого (под углами не более 25°) падающей на юго-запад и ярко выраженной в орографическом отношении (рис. 1), залегающей в породах шокшинской свиты. Большинство выходов коренных пород приурочено к нижней части склона, где скальные крутые уступы высотой от 2–3 до 30 м. протягиваются на 30–100 м. параллельно склону. Абсолютная отметка возвышенности 149,8 м., относительные превышения над окружающей местностью 50–70 м.

Месторождение неоднократно изучалось на различные виды сырья. С начала 90-х годов по настоящее время проведены поисково-оценочные работы на ряде участков для добычи облицовочного камня по заявкам и техническим заданиям различных организаций. На сегодняшний день, в пределах Другорецкого месторождения выдано 10 лицензий, по которым ведется промышленная и опытная добыча полезного ископаемого, а также геологоразведочные работы. Суммарный объем добычи указанных предприятий составляет до трех четвертей объемов добычи блочного камня Карелии. Следует отметить, что за годы изучения Другорецкого комплекса месторождений облицовочного камня выполнен большой объем изучения трещиноватости, так как это основной показатель контролирующей выход природных блоков габбродолерита на горном предприятии. Чётко проявлены трещины отдельности трех систем (I, II и III), что характерно для всех участков Другорецкого месторождения: трещины системы I ориентированы согласно простиранию интрузии; трещины системы II ориентированы перпендикулярно простиранию интрузии; трещины системы III – субгоризонтальные, с преобладающим пологим падением на запад-северо-запад (Калмыков, 2006). Часть крупных зон трещиноватости (преобладают нарушения II системы) отчётливо проявляются в рельефе (рис. 1Б). Однако общей картине трещиноватости характерна невыдержанная зональность, из-за чего требуется её детальное изучения.

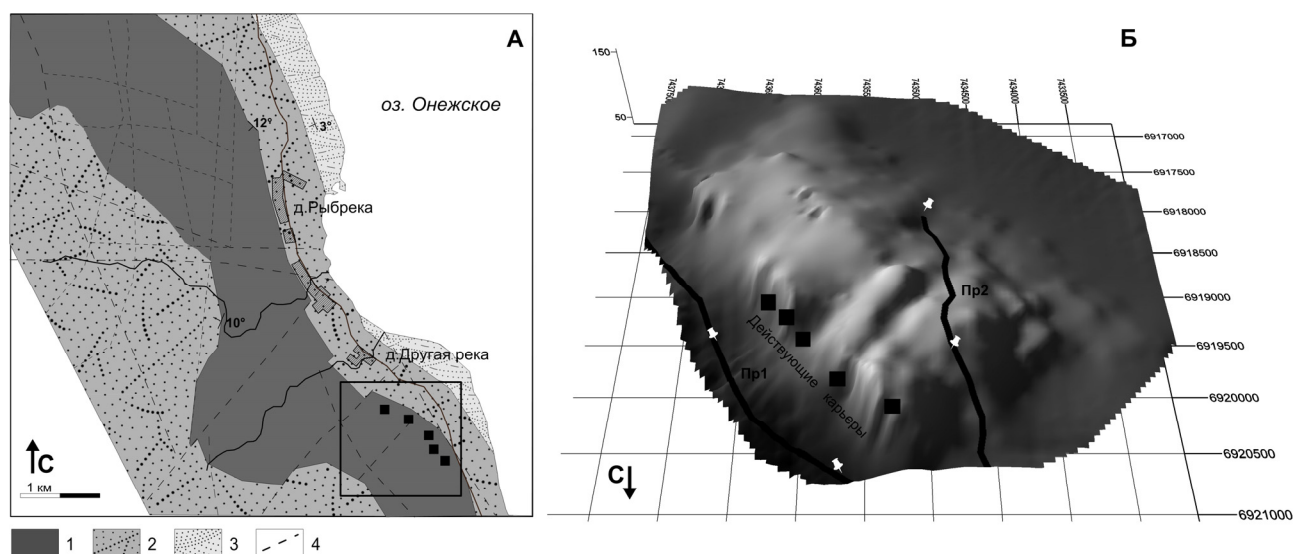


Рис. 1.

А – Геологическая схема района работ; (1-габбродолериты Ропручейского силла, 2-кварцито-песчаники шокшинской свиты, 3-кварцито-песчаники петрозаводской свиты, 4-тектонические нарушения); Б – Модель рельефа Другорецкого месторождения

Одним из способов выделения нарушений целостного массива, таких как области трещиноватости, и определения наиболее монолитных областей является использование геофизических методов. В качестве экспериментальных работ такого плана, выполнены два субпараллельных профиля вдоль северной части Другорецкого месторождения (рис. 1Б, 2). Для проведения работ использовалась электротомография – целый комплекс, включающий в себя как методику полевых наблюдений, так и технологию обработки и интерпретации полевых данных. Ее особенностью является многократное использование в качестве питающих и измерительных одни и те же фиксированные на профиле наблюдений положения электродов и специальных алгоритмов

решения обратной геофизической задачи (Бобачёв, 2007). Измерения выполнялись диполь-дипольной электродной установкой с шагом 5 метров по профилю. Использование такой электродной установки обусловлено, как отмечалось выше, субвертикальным характером выявляемых неоднородностей, а также высокими показателями её разрешающей способности и глубинности исследований (Dahlin, 2002). Полученные измерения обрабатывались для получения псевдоразреза удельных сопротивлений, характеризующего изменения электрических свойств в геологической среде на глубину до 50 метров.

В результате было построено и интерпретировано два геоэлектрических псевдоразрезах (рис. 2), на которых фиксируется ряд зон трещиноватости, характеризующиеся модельными удельными сопротивлениями 1500 Ом·м и менее. Следует отметить, что начиная с ПК 400 происходит повышения общего уровня удельных сопротивлений на профиле № 1. Это связано с его пересечением подстилающей шокшинской свиты, сложенной кварцито-песчаниками. В результате чего, модельные удельные сопротивления нарушений возрастают, поэтому дальнейший анализ необходимо проводить по положению зон градиентов на псевдоразрезах. Уверенно выделяется нарушенная зона в интервале ПК 300–400 на двух профилях, она обозначена на геологической карте и имеет своё отражение в рельефе дневной поверхности. Также похожее нарушение картируется на ПК 900–1000 профиля № 1 и на ПК 700–800 профиля № 2. Эти две зоны ограничивают отдельный блок, предположительно наиболее монолитный. Часть разломов, фиксируемая на профиле № 2, не прослеживается на профиле № 1, что обусловлено процессами вторичного тектогенеза, и связанного с ним поднятиями участков сила. Разрывное нарушение, проходящая вдоль уступа, отсекает распространение трещин, фиксируемых на профиле № 2, в область пересекаемую профилем № 1. Начиная с ПК 1100 на втором профиле происходит переход в протяжённую область пониженных сопротивлений, которая обусловлена субмеридиональной тектонической зоной. Анализ расположения основных действующих предприятий показывает, что большинство из них расположены на краевых частях локальных блоков, выделяющихся в Другорецком месторождении, с движением карьерной отработки к центру этих блоков. Однако, как видно (рис. 2) общую картину осложняют отдельные крупные трещины, безусловно влияющие на стабильность выхода продукции.

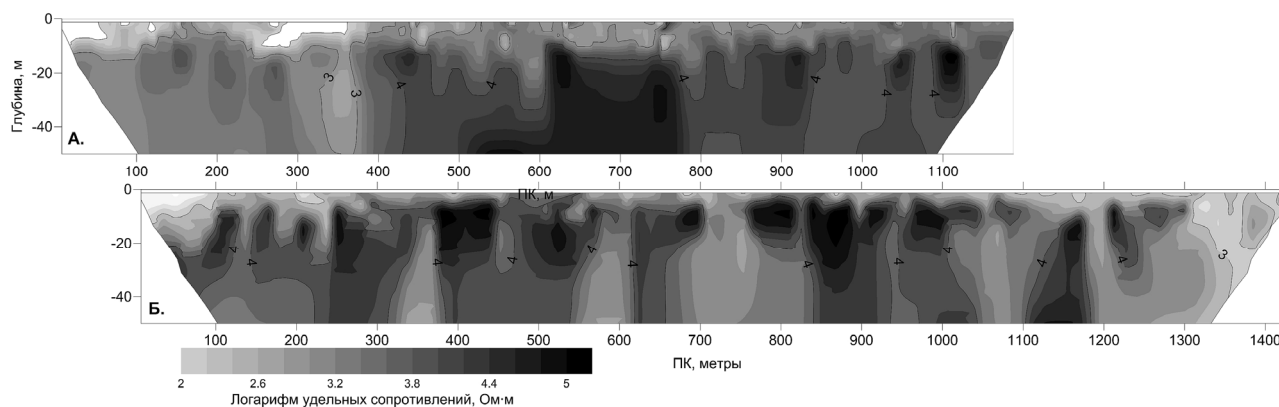


Рис. 2. Геоэлектрические псевдоразрезы удельного сопротивления

А – профиль № 1; Б – профиль № 2

В результате проведенные геофизические работы выявили целый ряд нарушений, формирующий структурную картину трещиноватости Другорецкого месторождения. Часть из них заверяются геологическими наблюдениями, а некоторые, особенно маломощные, картируются впервые. Это позволит, в дальнейшем, проводить детальный анализ изучаемой площади, с целью выявления наиболее перспективных участков для заложения горных предприятий по добыче облицовочного камня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

1. Бобачев А.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Электротомография – высокоразрешающая электроразведка на постоянном токе // Инженерная геология, 2007. № 3. С. 31–35.
2. Калмыков В.В. Отчёт «Оценка эффективности освоения Другорецкого месторождения габбро-диабазов». ТФГИ. 2007. 81 с.
3. Dahlin T., Bernstone C., Loke M.H. A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden // Geophysics. 2002. N 6. P. 1692–1700.

Петрология, минералогия и кристаллография

МИНЕРАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ $\text{Bi (Pb)}-\text{Te}-\text{S}$ В ХАРБЕЙСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Астахова И.С.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, astakhova@geo.komisc.ru

В рудных ассоциациях Харбейского вольфрам-молибденитового месторождения довольно широко распространены теллуриды висмута и свинца как в видовом разнообразии, так и в количественном соотношении. Открытое в 1944 году Харбейское месторождение является достаточно хорошо изученным объектом. Геологическое строение, особенности тектонического районирования, магматизм и метаморфизм изучались А.К. Поляковым, А.А. Юсуповым, В.Н. Охотниковым, Т.А. Фомиченко, А.А. Пыстиным (Юшкин и др., 1972; Пыстин, 1994; Уляшева Н.С., 2011). Наиболее детальное описание минералогической организации месторождения дано в работах В.Н. Охотникова, Д.Н. Литошко и В.И. Силаева (Литошко, 1988; Силаев, 1989). Однако, современные научные подходы и аналитические методы позволяют расширить и дополнить новыми геологическими данными уже исследованные объекты.

В научной литературе накоплен огромный материал по описанию новых минеральных видов, минеральных ассоциаций теллуридов в месторождениях различного генетического типа и металлогенической специализации, так как данный тип минерализации является наиболее чувствительным к изменению геологической обстановки (Cook et al., 2007). Особый интерес представляют золото-теллуридный тип месторождений, богатый не только теллуридами, но и промышленными запасами золота. В генетико-информационном плане наиболее интересны минеральные ассоциации с участием теллуридов висмута и свинца (Ciobanu et al, 2006; Плотинская, Коваленкер, 2008; Молошаг, 2009).

Рассматриваемая минерализация обнаружена в рудоносной зоне Харбейского месторождения в кварцевых жилах в виде прожилков мощностью до 2 мм и в трещинах в ассоциации с халькопиритом и сульфовисмутами свинца и меди.

К настоящему времени в системе $\text{Bi(Pb)}-\text{Te}-\text{S}$ выделяют две группы минералов по разным мотивам кристаллической структуры: группу тетрадимита и алексита.

Предыдущими исследованиями в группе алексита установлен собственно алексит ($\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$), раклиджит ($(\text{Pb,Bi})_3\text{Te}_4$) и верлит (Bi_3Te_2) (Литошко, 1988; Силаев, 1989). Алексит встречен в ассоциации с жозеитом, состав которого отличается от теоретического дефицитом свинца и высокими содержаниями висмута и теллура. Верлит и раклиджит образует чаще всего отдельные выделения в кварце в сростании с другими сульфосолями и теллуридами висмута.

В рудных зонах Харбейского месторождения из 21 вида группы тетрадимита известно к настоящему времени 8 минералов: теллуrowисмутит, тетрадимит, цумоит, сульфоцумоит, хедлейит, жозеит, ингодит.

Наибольшим распространением пользуется жозеит. Предыдущими исследованиями не установлено, что на месторождении встречаются жозеит-А, жозеит-В и «промежуточный» жозеит (Силаев, 1989; Литошко, 1988). В исследованных образцах нами обнаружен лишь жозеит-А. Минерал встречен в виде отдельных удлиненных зерен, игольчатых выделений размером 0,2–0,3 мм, заполняет трещины или находится в интерстициях минерального пространства. В галените встречены включения жозеита-А неправильной изометричной формы, размер которых достигает от 0,002 до 0,01 мм. Гипергенная минерализация, которая развита по жозеиту, представлена чаще всего англезитом и чилуитом. Соотношение Te/Te+S в составе жозеита-А варьирует в пределах 0,29–0,33, что существенно отличается от результатов данного показателя в жозеите-В (0,64–0,67). В качестве элементов-примесей в жозеите присутствуют свинец и медь, в одном из образцов установлен торий. Наиболее высокие концентрации достигает свинец (до 10 масс. %), что превышает указанные в литературе содержания данного элемента в минерале (Силаев, 1989).

Впервые на Харбейском месторождении из группы тетрадимита обнаружены баксанит и ссрокаит.

Баксанит редкий минерал с формулой $(\text{Bi}_{5,78}\text{Pb}_{0,16}\text{Sb}_{0,02})\text{S}_{5,96}(\text{Te}_{1,77}\text{S}_{3,27})$, который впервые был обнаружен в 1996 году на месторождении Тырнауз (Северный Кавказ) в ассоциации с висмутином, тетрадимитом, жозеитом-А, ингодитом и жильными кальцитом, андрадитом. Данный минерал обнаружен в сульфидных рудах Панареченского проявления (Кольский п-ов) (Волошин и др., 2011).

На Харбейском месторождении баксанит ассоциирует с сульфосолями свинца, меди и висмута и с другими теллуридами. В образце баксанит представлен отдельными изометричными кристаллами размером до 0,6 мм. Состав баксанита нестехиометричен $(\text{Bi}_{5,39-5,78}\text{Pb}_{0,48-0,80}\text{Cu}_{0,02-0,03})\text{Te}_{1,78-1,81}\text{S}_{2,73-3,16}$. Минерал отличается дефицитом висмута и теллура. Важной дополнительной примесью для баксанита является свинец, содержание которого достигает 10 масс. %. Данный элемент компенсирует недостаток катионов, но только по данным структурного исследования может быть однозначно определена роль Pb в баксаните.

В тонком сростании с баксанитом установлен ссрокаит. Впервые данный минерал с эмпирической формулой Bi_3TeS_2 встречен в ассоциации с тетрадимитом, гесситом, жозеитом-В, висмутином и другими висмутосодержа-

щими теллуридами. Данный минерал также обнаружен и в сульфидных рудах Панареченского проявления (Кольский п-ов) (Волошин и др., 2011). Микронзондовые исследования установили стехиометричность в составе минерала $\text{Bi}_{2,81-2,91}\text{Pb}_{0,20-0,23}\text{Te}_{0,89-0,91}\text{S}_{1,94-2,22}$. В одном из анализов содержание свинца достигает 5 масс. %. Ввиду единичного обнаружения и небольшого размера выделений данные исследования требуют дополнительного изучения.

В системе Bi-Te 13 природных и синтетических фаз, из них 4 образуют группу теллуридов с тригональной симметрией и 2 минерала представлены самородными элементами. Существует множество разногласий по поводу границ фаз и соединений промежуточного состава, однако большинство исследователей приходят к выводу о том, что рассматриваемая система представляет собой непрерывную серию твердого раствора (Cook et al., 2007).

Микронзондовый анализ установил самородный висмут в ассоциации с сульфосолями и сульфотеллуридами. Висмут встречается в виде таблитчатых и неправильных форм выделений, локализованных в кварце. Размер выделений достигает до 0,05 мм. Состав висмута характеризуется незначительными примесями золота, свинца, меди, сурьмы. Наиболее часто присутствует сера до 1%. При окислении зерен самородного висмута обнаружены реакционные каемки преимущественно сложенные бисмитом. Зачастую данная ассоциация сопровождается кехлинитом, который выполняет трещины или развивается по бисмиту.

В результате предыдущих исследований на Харбейском месторождении из данной серии установлены теллуровисмутит и хедлейит (Литошко, 1988; Силаев, 1989). В исследованных образцах диагностирован лишь хедлейит. Минерал прослежен в сростании с галенитом, сульфовисмутитами, самородным висмутом в виде микроагрегатов и отдельных выделений размером от 0,06 до 0,1 мм. Химический состав минерала близок к теоретическому Bi_4Te_6 .

Предыдущими исследованиями последовательность кристаллизации висмут-теллуридной минерализации происходит по следующей схеме: сульфовисмуты → висмут → жозеиты + тетрадимит + алексит → хедлейит + верлит + теллуровисмутит → галенит + Au-Te минералы (Литошко, 1988; Силаев, 1989).

Большая часть минеральных сообществ принадлежащих к системе Au-(Cu) – Pb – Bi – S кристаллизуются в интервале между 200 и 400 °C (Mladenova V., 2001). При изменении окислительно-восстановительных условий, химического потенциала серы и кислотно-основных свойств растворов (от кислых к нейтральным – слабощелочным) идет разложение сульфосолей. Растворы насыщаются висмутом, свинцом и медью. В этих условиях происходит отложение самородного висмута при температуре ниже 271 °C (Tomkins et. al, 2007).

С привнесом теллуросодержащих растворов кристаллизуются сульфотеллуриды Bi-Pb и висмутсодержащий галенит. Как установлено исследованиями, теллуридная минерализация является более поздней. Сосуществование висмута, хедлейита и висмутина считается характерными для золотоносных месторождений скарнового типа (Tomkins et. al, 2007). Экспериментальные исследования установили, что данная ассоциация существует ниже 266 °C. Тот факт, что хедлейит и висмутин показывают максимальное содержание Bi и соотношение $\text{Te}/(\text{Te}+\text{Se}+\text{S}) \geq 1$, свидетельствует о высокой активности Bi и низкой фугитивности Te в гидротермальном растворе (Dimitrova D., Kerestedjian T., 2006).

На фоне регрессивной направленности температурных условий формирования пород Харбейского месторождения поздняя редкометаллическая стадия Харбейского месторождения характеризуется сменой минеральных парагенезисов в диапазоне температур 250–300 °C с варьирующими фугитивностями серы, теллура и висмута.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-П-5-1011. Автор благодарит за проведение аналитических работ В.Н. Филиппова, Б.А. Макеева, С.С. Исаенко, С.С. Шевчука и за полезные комментарии Н.П. Юшкина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Литошко Д.Н. Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 212 с.
2. Силаев В.И. Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.
3. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Au-Ag-X, где X=S, Se, Te в эпитептермальных обстановках как индикаторы условий минералообразования // Матер. Годичного собрания РМО, 2008. С. 1–6
4. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
5. Уляшева Н.С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харбейского комплекса (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми-Нц УрО РАН, № 9. 2011. С. 2–6.
6. Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А. и др. Металлогенетический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., Наука. 1972. 195 с.
7. Cook N., Ciobanu C., Stanley C. Compositional data for Bi-Pb tellurosulfides. The canadian mineralogist, 2007. Part 3. Vol. 45. P. 417–435
8. Dimitrova D., Kerestedjian T. Bismuth minerals in the postskarn sulphide-arsenide mineralization in the Martinovo iron deposit, NW Bulgaria // Geochemistry, mineralogy and petrology. Sofia 2006, Vol. 44, P. 19–32.
9. Mladenova V., Kerestedjian T., Dimitrova D. Ag-Cu-Pb-Bi mineralization from the Svishti Plaz gold deposit, Central Balkan Mountain, Bulgaria. Geochemistry, mineralogy and petrology. Sofia. 2001, Vol. 38, P. 55–66.
10. Tomkins A., Pattison R.M., Ronald Frost B. On the Initiation of Metamorphic Sulfide Anatexis. Journal of petrology. 2007. Vol. 48, № 3. P. 511–535.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО ПОЛЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Голубева Ю.Ю.¹, Каргин А.В.²

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,
jugolubeva@gmail.com

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, kargin@igem.ru

Введение. Зимнебережное кимберлитовое поле – площадь диаметром 40–50 км, на территории которой расположены Золотицкие, Кепинские и Верхотинские проявления кимберлитового магматизма. Поле охватывает всю площадь Товского выступа с севера ограничено Падунским грабеном, с запада и востока – глубинными разломами, с юга – Керещким грабеном (Архангельская алмазоносная провинция, 1999). Поле включает 39 магматических тел, в том числе 30 кимберлитовых трубок, 6 – трубок оливиновых мелилититов, 7 кимберлитовых силла, 4 из которых сопряжены с трубками. Золотицкие и Верхотинские (трубка им. В. Гриба) трубки алмазоносны, Кепинские относятся к неалмазоносным и убого алмазоносным. Для выявления петрогеохимической неоднородности кимберлитов Зимнебережного поля было проведено комплексное изучение вещественного состава кимберлитов и мелилититов поля. Методами ICP-MS и РФА было получено 65 анализов по 26 магматическим объектам, кроме этого использовано 59 анализов по 17 объектам, собранных по литературным данным (Веричев, 2003; Ларченко и др., 2008; Парсаданян и др., 1996; Beard et al, 2000; Mahotkin et al, 2000). Кимберлиты Зимнебережного поля обладают крайне неоднородными вещественными характеристиками. Это связано как с особенностями строения трубок, в результате чего среди доступного для изучения материала преобладают сильно загрязненные породы жерловой фации, так и с различающимися мантийными источниками щелочно-ультраосновного магматизма.

Петрогеохимическая неоднородность в пределах кимберлитовой трубки. Несмотря на исключительное разнообразие геологического строения и вещественного состава, вулканические проявления Зимнебережного поля составляют единую магматическую совокупность. Все вулканы района сближены в пространстве, образуют однотипные формы проявления с близкими размерами и морфологией, имеют сходные структурно-текстурные особенности. Вулканические аппараты представлены преимущественно трубками взрыва, реже силлами. Жерловые части трубок имеют вид перевернутого конусовидного цилиндра, сложены автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ), ксенотуфобрекчиями (КТБ), кимберлитовыми брекчиями (КБ), реже – породами лавового облика порфировой структуры. В верхних частях у некоторых трубок сохранилась кратерная часть – приповерхностные раструбообразные расширения, сложенные туфами, туфопесчаниками, туффитами.

С целью выявления отличий петрогеохимического состава кимберлитовых пород из разных фаций, фаз внедрения методами РФА и ICP-MS были проанализированы образцы пород кратерной фации трубки ЦНИГРИ-Архангельская, представленных почти всеми петрографическими разновидностями – КБ, КТБ и АКБ, туф кратерной части трубки, а также образец вмещающих пород венда из скважины, не вскрывшей кимберлит.

Образцы кимберлитов жерловой фации имеют довольно однородный петрогеохимический состав. Основные отличия связаны с нарастающей степенью контаминации образцов материалом венда по направлению от АКБ к более загрязненной КТБ. При этом в анализах наблюдается повышение роли SiO_2 , Al_2O_3 , понижение содержания MgO . Породы кратерной фации содержат более высокие содержания кремнезема, алюминия, первые проценты магния. Породы венда содержат больше 90 % кремнезема. На графике распределения редких элементов (рис. 1) породы жерловой фации трубки ЦНИГРИ-Архангельская довольно однородны, основное отличие наблюдается только в уровне обогащения тяжелыми редкими землями. КТБ и КБ обогащены HREE в большей степени, чем АКБ, что, по-видимому, связано с контаминацией породами венда. Эта закономерность подтверждается при рассмотрении отличий между породами кратерной и жерловой фаций трубки. Жерловая фация, представленная туфогенно-осадочной толщей, отличается еще более высокой степенью контаминации породами венда. При этом значительно повышается роль кремнезема; содержание MgO падает до 1,71 мас. %, Cr до 761 ppm. Однако на графиках сохраняется характер распределения редких элементов, а уровень обогащения HREE значительно повышается. Для сравнения на рисунки нанесен анализ вендского песчаника. Несмотря на близость к трубке, во вмещающих породах венда не наблюдается выраженной аномалии по содержанию глубинного материала (Cr, Ni и других редких элементов).

Петрогеохимические характеристики кимберлитов Зимнебережного поля. Согласно (Архангельская алмазоносная провинция, 1999) на территории Зимнебережного поля принято выделять 2 контрастные группы (серии) кимберлитовых пород, различающиеся, прежде всего, по присутствию/отсутствию ильменита и петрохимическому составу: 1) Al-серия – группа пород без ильменита (золотицкие кимберлиты, беспиросеновые оливиновые мелилититы), кимберлиты промежуточного изотопного состава между кимберлитами группы I и группы II Южной Африки; 2) Fe-Ti-серия – группа ильменитсодержащих пород (кепинские и верхотинские кимберлиты, мелилитовые пикриты), которые являются аналогами кимберлитов группы I Южной Африки. Перечень всех известных объектов Зимнебережного поля приведен в таблице 1.

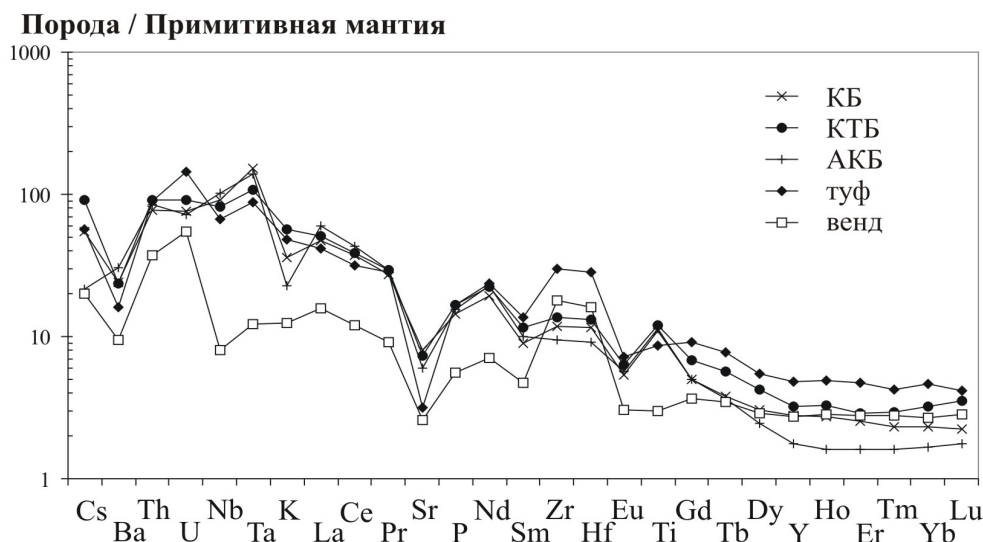


Рис. 1. Распределение редких элементов в породах кратерной (туф), жерловой (КБ, КТБ, АКБ) фаций трубки ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) и во вмещающих породах венда. Данные для примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995).

Таблица 1. Перечень магматических объектов Зимнебережного поля и их вещественные характеристики.

N/n	Форма проявления	Наименование объекта (аномалия)	TiO ₂ (мас.%)	La/Yb	Ni (ppm)
Кимберлиты Al-серии (Золотицкие)					
1	трубка	Снегурочка (323)	0,64	23	324
2	трубка	Ломоносовская (Ю-6)	0,48–1,31	26–39	1113–1541
3	трубка	Поморская (24)	0,71–1,0	36–39	395–817
4	трубка	Пионерская (Н-26)	0,53–1,08	31–102	620–2378
5	трубка	Карпинского-2 (120-В)	0,67–0,95	29–60	848–1360
6	трубка	Карпинского-1 (120-Б)	0,73–1,30	31–107	400–1115
7	трубка	Первомайская (Н-154)	0,53	13	300
8	трубка	Белая (176а)	0,64	24	454
9	трубка	Кольцовская (176)	0,58	23	709
10	трубка	Архангельская (Ц-23)	0,49–0,79	23–37	422–984
Кимберлиты Fe-Ti серии (Верхотинские)					
11	трубка	Им. В. Гриба (441)	0,75–2,96	54–129	1041–1679
Кимберлиты Fe-Ti серии (Кепинские)					
12	трубка и силл	Шоча (136а)	0,5–2,76	33–175	149–1221
13	трубка и силл	Светлое (695)	0,83–3,85	16–214	80–1450
14	трубка и силл	734	2,03–3,14	20–191	1000–1983
15	силл	Звездочка (494)	2,67–3,06	54–157	746–1120
16	силл	697	2,03–2,44	156–213	759–1410
17	силл	Солозеро (687)	1,57–4,44	36–198	346–1608
18	трубка	Октябрьская (Н-100б)	4,73	63	580
19	трубка	Русалка (495)	–	–	–
20	трубка	Победа (406)	4,58	–	660
21	трубка	Горелая (496)	–	–	–
22	трубка	Котуга (748)	3,18	58	550
23	трубка	ЦНИГРИ-Кепинская (К8)	–	73–74	442–609
24	трубка	Солоха (751)	2,23–4,77	37–47	615–694
25	трубка	Степная (693)	2,10–4,23	56–131	1131–1690
26	трубка	Юрасская (494а)	3,11	43	460
27	трубка	Ключевая (694)	1,74–2,61	40–391	651–1100
28	трубка и силл	495а-б	3,80–4,29	–	–
29	трубка	Рождественская (162)	3,76	–	400–700
30	трубка	Галина (478)	2,58–4,61	–	–
31	трубка	746б	2,82	–	–
32	трубка	ЦНИГРИ-Архангельская (К3а)	1,27–1,78	30–37	700–921
33	трубка	688	1,75	31	513
Оливиновые меллититы (Кепинские)					
34	трубка	840	2,95–3,23	25–34	670–1200
35	трубка	Ольгино (651)	0,72–3,77	26–33	296–1360
36	трубка	Суксома (772)	0,24–0,47	9	141–450
37	трубка	Сухая (740)	4,30	58	640
38	трубка	Турьинская (713)	3,20	31	1100
39	трубка	711	2,45–3,71	18–91	580–1800

Золотицкие кимберлиты образуют куст в западной части поля, состоящий из 10 трубок, 7 которых, наиболее алмазоносные, входят в месторождение алмазов им. Ломоносова. По вещественным характеристикам золотицкие кимберлиты относятся к породам глиноземистой серии или к промежуточному типу между кимберлитами групп I и II Южной Африки. Кимберлиты характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 (0,5–1,3 мас. %), отношениями La/Yb (20–100), пониженными содержаниями практически всех редких элементов. В пределах куста кимберлиты довольно однородны, все вариации содержаний петрогенных и редких элементов связаны со степенью контаминации породами венда.

Верхотинские кимберлиты представлены алмазоносной трубкой им. В. Гриба. Кимберлиты относятся к Fe-Ti серии, по геохимическим характеристикам трубка похожа на алмазоносные кимберлиты Якутии, т.е. характеризуется умеренными содержаниями TiO_2 , более высокой степенью фракционирования редких земель (La/Yb 50–130), более высокими содержаниями редких элементов.

Кепинские кимберлиты по вещественным характеристикам относятся к ильменитсодержащим породам Fe-Ti серии или к аналогам кимберлитов группы I Южной Африки. Среди кепинских щелочно-ультраосновных пород, включающих кимберлиты и оливиновые мелилититы можно выделить три основные разновидности: 1) кимберлиты с сильным фракционированием редких земель ($La/Yb > 50$), наиболее обогащенные редкими элементами (силл Светлое, Звездочка, Солозеро, 697, Шоча, 734; трубки 734, Ключевая, Степная и ЦНИГРИ-Кепинская); 2) кимберлиты со слабым фракционированием редких земель ($La/Yb < 50$), занимающие по геохимическим характеристикам промежуточное звено между кимберлитами и оливиновыми мелилититами (силлы Солозеро, 495в; трубки Солоха, Светлое, Шоча, ЦНИГРИ-Архангельская, 688, Рождественская, 495а, Галина, 746б) и 3) оливиновые мелилититы, характеризующиеся слабым фракционированием редких земель (трубки 840, Ольгино, Суксома, Сухая, Турьинская, 711). При этом наиболее высокие содержания минералов-индикаторов (пиропов и пикроильменитов) и алмазов отмечены в кимберлитах, характеризующихся слабой степенью фракционирования редких земель (Голубева и др., 2008, Ларченко и др., 2008).

Выводы. Анализ вещественных характеристик щелочно-ультраосновных пород Зимнебережного поля, показывает, что большинство известных на данный момент магматических объектов данной территории характеризуются довольно неоднородным строением и геохимическим составом. Химический состав пород (особенно содержание HREE) сильно зависит от контаминации вмещающими породами венда. Кимберлиты со слабым фракционированием редких земель распределены по всей территории поля наряду с кимберлитами с сильным фракционированием редких земель; оливиновые мелилититы тяготеют к краевым частям площади. Наличие в пределах одного объекта кимберлитов с разной степенью фракционирования редких земель (трубка и силл Светлое, трубка и силл Шоча, силл Солозеро) может свидетельствовать о высокой степени дифференциации вещества в момент подъема кимберлитовой магмы к поверхности и особенностях источников кимберлитовых магм, подвергшихся в разной степени мантийному метасоматозу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
2. Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 5. С. 387–414.
3. Голубева Ю.Ю., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И. Особенности вещественного состава кимберлитов трубки ЦНИГРИ-Архангельская, Зимнебережное поле // Руды и металлы, 2009. № 4. С. 66–73.
4. Ларченко В.А., Минченко Г.В., Саблуков С.М. и др. Новые кимберлитовые тела Зимнего берега // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 76–81.
5. Парсаданян К.С., Кононова В.А., Богатиков О.А. Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология, 1996. Т. 4. № 5. С. 496–517.
6. Beard A.D., Dawnes H., Hegner E., Sablukov S.M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos, 2000. V. 51. P. 47–73.
7. Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., Zhuravlev D.Z. et al. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia // J. Petrol., 2000. V. 41. № 2. P. 201–227.
8. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

ЛАМПРОИТЫ КОСТОМУКШИ 1,2 МЛРД ЛЕТ (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОЦЕНКИ ГЛУБИН ФОРМИРОВАНИЯ ИХ ИСТОЧНИКОВ

Каргин А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, kargin@igem.ru

Введение. Мезопротерозойские лампроиты Костомукши, возрастом 1230 ± 5 млн лет (Беляцкий и др., 1997), являются одними из древних алмазоносных лампроитов мира. Совместно с лампроитами Лентииро-Кухмо, которые являются геологическими аналогами лампроитов Костомукши, локализованы на севере Восточно-Европейского кратона, на территории России и Финляндии. Несмотря на неоднократные исследования этих лампроитов российскими и финскими геологами на протяжении двух последних десятилетий (Беляцкий и др., 1997; Никитина и др., 1999; Антонов и др., 2009; O'Brien, Tyni, 1999; O'Brien et al., 2007; Lehtonen, O'Brien, 2009), многие вопросы, связанные с составами их источников, условиями образования расплавов и природой метасоматизирующего агента остаются дискуссионными. В рамках данной работы будут рассмотрены вопросы, связанные с условиями генерации расплавов различных геохимических типов лампроитов Костомукши.

Методы исследования. Содержания главных породообразующих компонентов определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИПТ РАН.

Петрографическая характеристика и минеральный состав. Лампроиты представлены мелкозернистыми породами с порфировой структурой: вкрапленники, сложенные оливином, слюдой и реже пироксенами, погружены в основную массу, состоящую из мелких выделений (первые десятки мм) слюды, оливина, пироксена, апатита, кристаллов карбонатных минералов и скрытокристаллической массы карбонат-серпентин-хлоритового состава. Оливин всех генераций полностью замещен вторичными минералами группы серпентина. Акцессорные минералы представлены хромистой шпинелью, ильменитом, перовскитом, магнетитом, сфеном, алланитом и сульфидами. Количество вкрапленников их состав и размеры, а также степень кристалличности основной массы варьируют от образца к образцу и зависят от внутреннего строения дайкового тела.

По минеральному составу можно выделить три основных типа лампроитов: Cpx-Phl-Ol, Phl-Ol и Phl-Carb. Два первых типа, относящиеся к мадупитовым лампроитам (оливиновые разности с пойкилитовыми кристаллами слюды), слагают тела Костомукшского и Корпангского кустов. Последний тип распространен среди лампроитов Таловейского куста.

Петрогеохимическая характеристика. Изучение петрогеохимических особенностей лампроитов различных типов показало, что составы всех лампроитов довольно близки, что позволяет по соотношению катионных количеств Mg, Fe и Si классифицировать их как оливиновые лампроиты. По соотношению K_2O/Na_2O от 7.8 до 110.6 все изученные породы относятся к высококалиевым ($K_2O/Na_2O > 3$). С другой стороны были выявлены петрогеохимические различия между лампроитами различных типов: от Cpx-Phl-Ol и Phl-Ol к Phl-Carb лампроитам происходит уменьшение содержаний MgO , SiO_2 , Cr и Ni, а также увеличение Al_2O_3 , Fe_2O_{3total} , TiO_2 и P_2O_5 , что отражает различия их минерального состава.

Все изученные породы обладают спектрами распределения редких несовместимых элементов характерными для высоко-калиевых ультраосновных/основных щелочных пород, образованных в анорогенных условиях: обогащение в высокой степени крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами, а также в меньшей степени высокозарядными и тяжелыми редкоземельными элементами. При этом Phl-Carb лампроиты отличаются от остальных типов более сильным обогащением Zr и Hf (рис. 1).

Небольшие различия между лампроитовыми типами наблюдаются в степени фракционирования REE. Так, отношения $(La/Yb)_n$ и $(Gd/Yb)_n$ варьируют в интервале 237–642 и 2.5–4.9 для Cpx-Phl-Ol лампроитов, 36–271 и 0.5–5.12 для Phl-Ol лампроитов, а также 117–277 и 2.6–3.3 для Phl-Carb лампроитов соответственно.

Причины вариации составов лампроитов. На диаграмме Mg-Fe в катионных количествах (рис. 2), показаны линии составов расплавов, равновесных с оливином определенного состава. Фигуративные точки Phl-Carb лампроитов Таловейского куста на рис. 2 расположены вдоль линии, отвечающей равновесию с оливином $Fo=91$. Из этого следует, что эти составы могут быть близки к первичным выплавкам и не испытали существенного фракционирования. Кроме того, состав оливина указывает на умеренно деплетированный характер перидотитового субстрата.

Фигуративные точки лампроитов как Phl-Ol, так и Cpx-Phl-Ol типов на этой же диаграмме сосредоточены главным образом вблизи линии, отвечающей равновесию с очень высоко-Mg оливином (F_o около 95). Столь высокое содержание форстеритового минала вряд ли возможно в мантийных оливинах, поэтому следует предполагать некоторую долю кумулюсного оливина в наиболее магниальных лампроитах. Тем не менее, существенное различие в положении точек лампроитов Cpx-Phl-Ol, Phl-Ol и Phl-Carb типов может указывать на гораздо более деплетированный перидотитовый источник для лампроитов Cpx-Phl-Ol и Phl-Ol типов. В отличие от фигуративных точек Phl-Carb лампроитов, располагающихся на линии равновесия, тренд точек Phl-Ol и Cpx-Phl-Ol лампроитов пересекает линии равновесия. При этом все точки составов Cpx-Phl-Ol лампроитов расположены компактно, а точки составов Phl-Ol лампроитов, образуют отчетливый тренд в сторону уменьшения Mg и некоторого возрастания Fe. Наиболее вероятно, этот тренд отвечает кристаллизационному фракционированию расплавов.

Таким образом, диаграмма Mg-Fe показывает, что, скорее всего, расплавы лампроитов Cpx-Phl-Ol, Phl-Ol и Phl-Carb типов находились в равновесии с различным мантийным субстратом и Phl-Carb лампроиты не являются продуктом фракционной кристаллизации Cpx-Phl-Ol лампроитов, о чем явно свидетельствуют разнонаправленные тренды этих лампроитов.

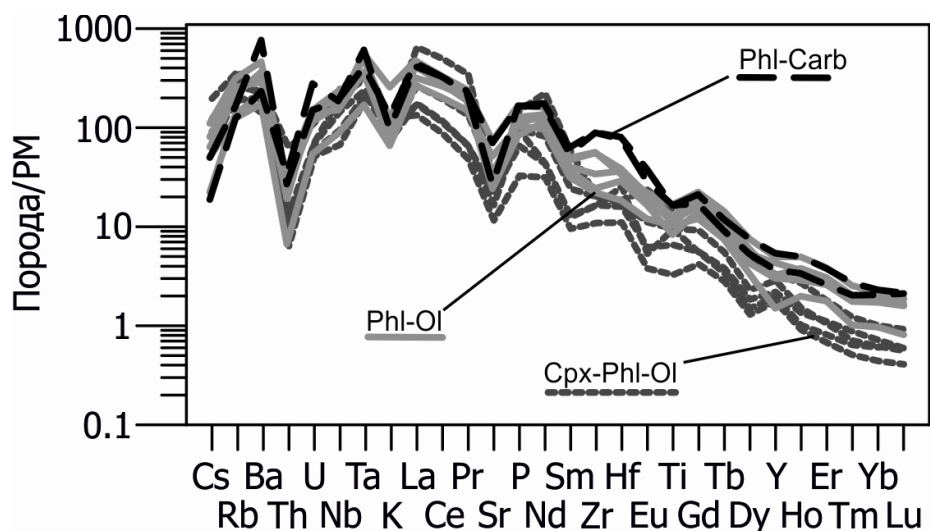


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы распределения редких элементов, нормированные к примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995).

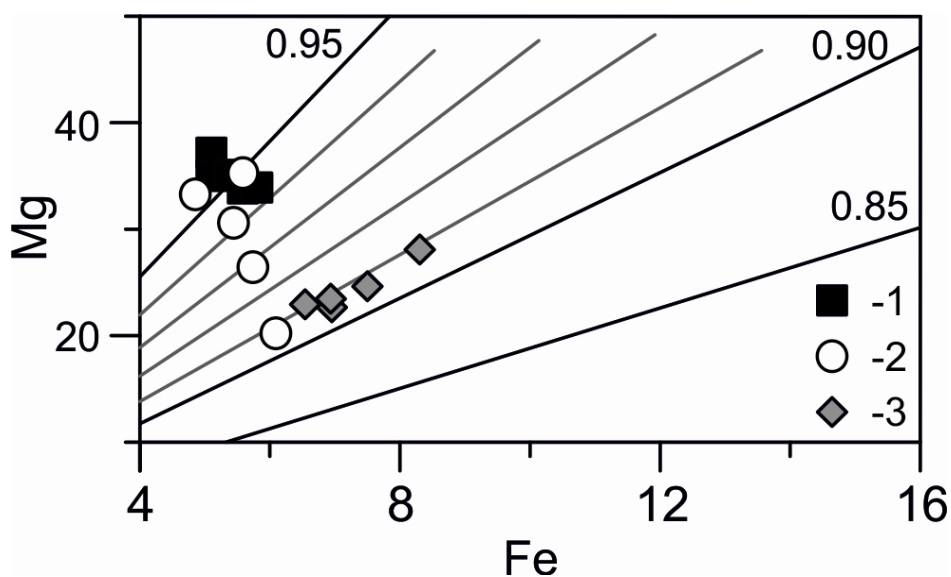


Рис. 2. Диаграмма Mg-Fe в катионных количествах для лампроитов Костомукши.

1 – Cpx-Phl-Ol тип; 2 – Phl-Ol тип; 3 – Phl-Carb тип. Линии составов расплавов, равновесных с оливином определенного состава, при $(Fe/Mg)_{расплав} / (Fe/Mg)_{оливин} = 0.33$, проведены по (Francis, Patterson, 2009)

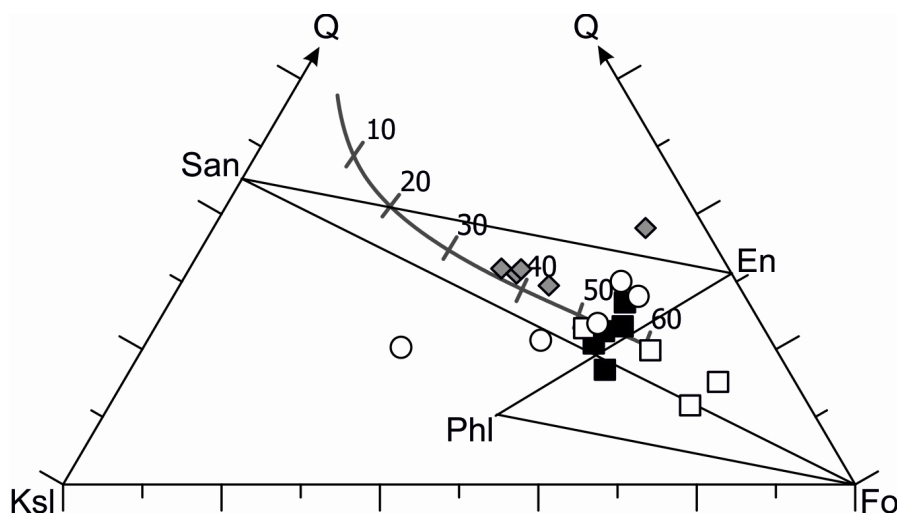


Рис. 3. Диаграмма системы кальсилит (Kfs) – форстерит (Fo) – кварц (Q) для лампроитов Костомукши и Лентииро-Кухмо Финляндии.

Условные обозначения см. на рис. 2. Открытые квадраты – составы лампроитов Финляндии по (O'Brien et al., 1999), Phl – флогопит, En – энстатит, San – санидин. На диаграмме показаны вариации положения перитектики системы $Ol+Orx+Phl+Lq$, как функции, зависящие от давления по (Foley, 1993).

Глубины выплавления. Для проверки предположения о различной глубине выплавления лампроитовых расплавов $Srx-Phl-Ol$, $Phl-Ol$ и $Phl-Carb$ типов мы использовали результаты экспериментальных работ, которые определили положение перитектики в системе кальсилит-форстерит-кварц в зависимости от давления (рис. 3), а также по плавлению составов, представительных для MARID (рис. 4).

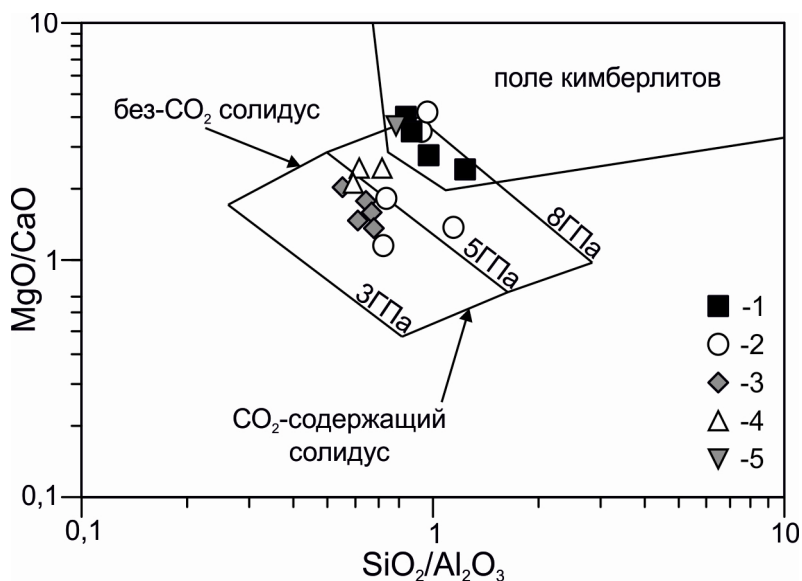


Рис. 4. Диаграмма $(MgO/CaO)-(SiO_2/Al_2O_3)$ для разделения кимберлитов и ультраосновных лампрофиров, по (Rock, 1991) с положением солидуса гранатовых лерцолитов в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2$ (CMAS- CO_2) в интервале 3–8 ГПа, по (Gudfinsson, Presnall, 2005).

1–3 – лампроиты Костомукши: 1 – $Srx-Phl-Ol$ тип, 2 – $Phl-Ol$ тип, 3 – $Carb-Phl$ тип; 4–5 – экспериментальные расплавы, полученные при плавлении составов, представительных для MARID (Konzett, 1997): 4 – при 4 ГПа, 5 – 8 ГПа.

Как видно, на рис. 3 большая часть составов лампроитов $Phl-Ol$ и $Srx-Phl-Ol$ типов отвечает составам расплавов, образованных при P около 5.5 ГПа. Точки, соответствующие лампроитам $Phl-Carb$ типа, отвечают более низкотемпературным условиям – около 4.0 ГПа. При этом положение фигуративных точек составов лампроитов Лентииро-Кухмо Финляндии указывает на формирование расплавов на глубинах, отвечающих P более 6 ГПа, что согласуется с оцененными, по данным изучения минералов мегакристной ассоциации (Lehtonen et al., 2009), глубинами генераций лампроитовых расплавов – порядка 180–200 км, и глубже.

На рис. 4 фигуративные точки лампроитов в области составов расплавов, равновесных с гранатовым лерцолитом в присутствии карбоната по (Gudfinnsson, Presnall, 2005), также распадаются на две группы. Лампроиты Phl-Carb типа располагаются вдоль изобары 4 ГПа, тогда как лампроиты Crx-Phl-Ol типа группируются вблизи изобары 7 ГПа; лампроиты Phl-Ol типа занимают промежуточное положение. Корректность использования такого подхода подтверждается тем, что составы экспериментальных расплавов, полученные при высокотемпературном плавлении в системе $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O-CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Ti-KNCMASH), представительной в качестве MARID (Konzett, 1997), хорошо согласуются с данными по системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$ (CMAS- CO_2) (Gudfinnsson, Presnall, 2005). Расплавы, полученные при 4 ГПа, имеют в последней системе составы, близкие к Phl-Carb лампроитам и их фигуративные точки расположены вблизи изобар 4–5 ГПа, а расплавы, полученные при 8 ГПа – близки к Crx-Phl-Ol лампроитам и изобаре 7 ГПа (рис. 4).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (МК- 2723.2012.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.В., Лохов К.И., Лукьянова Л.И., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С., Устинов В.Н. Геохимическая характеристика дайковых пород Костомукшского железнорудного месторождения: систематика стабильных и радиогенных изотопов // Отечественная геология. 2009. № 7. С. 1–9.
2. Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658–662.
3. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252–275.
4. Foley S.F. An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 483–489.
5. Francis D., Patterson M. Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle // Lithos. Elsevier B.V. 2009. V. 109. № 1–2. P. 72–80.
6. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 8. P. 1645–1659.
7. Konzett, J. Phase relations and chemistry of Ti-rich K-richrichterite-bearing mantle assemblages: an experimental study to 8.0 GPa in a Ti-KNCMASH system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. P. 385–404.
8. Lehtonen M., O'Brien H. Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P-T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2009. V. 81. P. 79–102.
9. O'Brien H., Phillips D., Spencer R. Isotopic ages of Lentiira–Kuhmo–Kostomuksha olivine lamproite – Group II kimberlites // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2007. V. 79. P. 203–215.
10. O'Brien H.E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // Extended Abstracts of 7th International Kimberlite Conference. 1999. V. 2. P. 625–636.
11. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
12. Rock, N.M.S. Lamprophyres. Glasgow: Blackie. 1991. 284 p.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЗЕРКИ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА)

Климовская Е.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, klimeee@gmail.com

Месторождение талькового камня Озерки расположено в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры, особенности геологического строения которой детально рассмотрены в многочисленных работах (Чернов, 1964; Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981, 1991; Кожевников, 1982, 2000).

В строении месторождения принимают участие породы ультрамафитовой и базальтовой толщ рувинваарской свиты контоксской серии неорархей, прорванные серией дайковых тел метагаббро. Полевые наблюдения и главным образом результаты бурения показали, что толща ультрамафитов сложена серией дифференцированных лавовых потоков коматиитов. Определение кровли и подошвы лавовых потоков позволяет установить, что вулканы в пределах участка были деформированы в синклиналию складку с субвертикальным падением крыльев. Ультрамафитовая толща разбита северо-восточными и северо-западными разломами на тектонические блоки. Разрывные нарушения отражаются геоморфологическими формами рельефа, а также в геофизических полях.

Месторождение Озерки включает в себя два участка Озерки-1 и Зеленая горка, расположенные в пределах единой аномальной зоны (в северной и южной частях соответственно), выделяемой по магнитному полю, а также кажущемуся удельному сопротивлению.

По результатам исследования керн скважин на каждом из участков по наличию спинифекс структур установлено не менее 5 лавовых потоков коматиитов. Потоки имеют дифференцированное строение, выраженное зонами брекчированной кровли, спинифекс структур и кумулятивного сложения. В отдельных обнажениях в верхних частях потоков отмечались реликты шаровой текстуры. Определение контакта потоков осложнено значительными изменениями минерального состава ультрамафитов, наличием большого количества прожилков, развитых по более поздним тектоническим трещинам, затушевывающим первичную полигональную, контракционную трещиноватость, а также малым диаметром керн (30 мм), не позволяющим оценить все текстурные особенности вулканитов. В отдельных случаях контакты потоков удалось диагностировать по наличию в кровле подстилающего потока и подошве вышележащего потока большого количества прожилков карбонат-талк-хлоритового состава мощностью до первых см.

Коматииты в значительной степени метаморфизованы и изменены гидротермально-метасоматическими процессами с образованием талькового камня. По минеральному составу, установленному методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа и рентгеноспектрального микроанализа, выделяются три разновидности ультрамафитов: хлорит-амфиболовые, (карбонат)-тремолит-талк-хлоритовые и карбонат-хлорит-талковые (талковый камень) породы. Границы между разновидностями нечеткие, породы постепенно переходят друг в друга.

Хлорит-амфиболовые породы сложены тонкозернистым агрегатом хлорита и амфибола. Амфибол образует волокнистые, удлиненно-призматические кристаллы в тесном срастании с хлоритом. Кристаллы амфибола часто имеют неоднородное строение, обусловленное наличием областей, по составу отвечающих антофиллиту. Структура пород фибробластовая, лепидонематобластовая, реликтовые спинифекс и ортокумулятивная. Текстура массивная.

Спинифекс структуры диагностируются по наличию разноориентированных пучков из светлых и темных полос. Под микроскопом темные полосы сложены хлоритом или цепочками рудных минералов, светлые – тремолитом. Отмечаются структуры спинифекс оливинового и оливин-пироксенового типа. В первом случае псевдоморфозы по оливину полностью выполнены хлоритом, основная масса – тонкозернистым хлорит-тремолитовым агрегатом. Во втором – псевдоморфозы по длинным кристаллам оливина выполнены хлорит-тремолитовым или тремолитовым агрегатом. В интерстициях между пакетами пластин апооливина развиты веерообразные псевдоморфозы, метелки и пучки по кристаллам пироксена, сложенные тремолитом. Основной матрикс сложен хлоритом, тремолитом и рассеянным рудным минералом.

В некоторых образцах отмечается ортокумулятивная структура, сформированная псевдоморфозами оливина, которые сохраняют кристаллографические очертания зерен и имеют вытянутые, ромбовидные, шестиугольные призматические формы. Псевдоморфозы сложены главным образом хлоритом, интеркумулусная масса хлорит-тремолитовым агрегатом. В отдельных случаях в ортокумулятах отмечаются длинные иглообразные псевдоморфозы по пироксену(?), сложенные хлорит-тремолитовым агрегатом.

(Карбонат)-тремолит-талк-хлоритовые породы отличаются от хлорит-амфиболовых разновидностей повышенным количеством талька и карбоната и переменным соотношением основных породообразующих минералов от преобладания хлорита и тремолита до преобладания карбоната и талька. Для пород характерно развитие зернистых масс и ксенобластов доломита на фоне тонкозернистого агрегата чешуек талька, хлорита, удлиненных призм и волокон тремолита.

Тальк замещает преимущественно кристаллы тремолита, нередко с сохранением формы последних, в то время как зерна карбоната развиваются и по тремолиту, и по хлориту. Некоторые кристаллы тремолита имеют неоднородное строение с участками антофиллитового состава.

Для (карбонат)-тремолит-талк-хлоритовых пород также характерны спинифекс и ортокумулятивные структуры. В спинифекс структурах тальк и карбонат развиваются внутри псевдоморфоз, а также в основной массе. В ортокумулятивных структурах псевдоморфозы по оливину сложены преимущественно хлоритом, тальк развивается в интеркумулусной массе по тремолиту. Реже отмечаются псевдоморфозы, сложенные тремолит-хлорит-талковым агрегатом. Карбонат образует зерна неправильной формы и порфиробласты, «стирающие» границы кристаллов оливина.

Карбонат-хлорит-талковые породы (талковый камень) по сравнению с (карбонат)-тремолит-талк-хлоритовыми породами в целом содержат большее количество карбоната и талька. Для пород данной группы характерны порфиробластовые (по карбонату) и гранолепидобластовые структуры. Основная ткань породы сложена тонкозернистым агрегатом талька и хлорита. В некоторых случаях отмечается развитие куммингтонита (до 1–2%), образующего бесцветные расщепленные длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты с полисинтетическими двойниками размером до 1 мм, зачастую полностью псевдоморфно замещенные тальком. Куммингтонит развивается как в основной ткани породы, так и приурочен к скоплениям зерен карбоната.

Для карбонат-хлорит-талковых пород характерны массивные, ориентированные и сланцеватые текстуры. В редких случаях отмечаются кумулятивные и спинифекс структуры. В кумулятивной структуре границы зерен оливина подчеркиваются цепочками рудных минералов. Псевдоморфозы спинифекс структур сложены преимущественно тальком, реже карбонатом, промежутки между псевдоморфозами заполнены хлоритом.

По результатам рентгеноспектрального микроанализа тальк во всех группах пород железистый, содержит $\text{FeO}_{\text{общ}}$ от 2,73 до 5,2 % и характеризуется близостью химического состава.

Как показали петрографические и микрозондовые исследования, преобладающей разновидностью карбоната в породах месторождения является доломит, встречающийся как в основной массе, так и в прожилках. Нередко зерна доломита имеют неоднородное, зональное строение. Зональность обусловлена различной железистостью зон, что связано с изменением состава гидротермальных растворов по мере роста кристаллов. В нижних частях потоков высокомагнезиальных коматиитов развит брейнерит, замещение зерен которого кальцитом, доломитом и сидеритом также свидетельствует об эволюции раствора во времени.

Железистость карбонатов и силикатов не является постоянной в пределах участков месторождения и отражает интенсивность протекания гидротермально-метасоматических процессов. Породы с высокожелезистыми минералами являются наиболее проработанными углекислыми растворами и располагаются в зоне раствороподводящего канала. В таких зонах породы имеют преимущественно карбонат-хлорит-тальковый состав и характерные брекчиевидные, полосчатые и рассланцованные текстуры с большим количеством карбонатных прожилков.

Пространственно области развития наиболее проработанных пород находятся в непосредственной близости от прорывающих ультрамафиты даек основного состава мощностью 1,2–5 м, сложенных темными зеленовато-серыми мелкозернистыми плагиоклаз-амфиболовыми породами. На контактах дайковых тел и талькового камня развита биметасоматическая реакционная зональность, включающая следующие зоны: карбонат-хлорит-тальковая, (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковая с порфирообластами амфибола, хлорит-амфиболовая, амфиболовая, (хлорит)-тальковая, биотитит, альбит-амфиболовая порода.

Вероятно, дайки сопровождают тектонически ослабленные зоны в ультрамафитах, по которым впоследствии проникали углекислые растворы, с воздействием которых связано образование залежей талькового камня.

Метаморфизованные и гидротермально измененные ультрамафиты месторождения варьируют по содержанию главных петрогенных элементов, что отражает вариации в химическом составе исходных пород и влияние на них процессов метаморфизма. Для измененных ультрамафитов характерны содержания MgO от 23,7 до 29 мас. %; SiO_2 от 30 до 46 %; Al_2O_3 от 3,3 до 8,9 %; TiO_2 от 0,16 до 0,6 %; CaO от 1,4 до 9,2 %; суммарного железа от 6,2 до 13,2 %; CO_2 от 0 до 13%; низкие содержания суммы щелочей от 0,02 до 0,4 %.

Хлорит-амфиболовые породы являются наименее магнезиальными разновидностями на месторождении. В целом отмечается увеличение содержания MgO от хлорит-амфиболовых к карбонат-хлорит-тальковым породам. Большая часть фигуративных точек составов (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковых пород занимает промежуточное положение по содержанию MgO на вариационных диаграммах. Отмечается закономерное увеличение MgO от верхних к кумулятивным частям потоков коматиитов. При сопоставлении химизма ультрамафитов двух участков месторождения обнаруживается, что наименее магнезиальные коматииты развиты в пределах участка Озерки-1. Пониженные значения MgO отмечаются как для верхних, так и для кумулятивных частей потоков (вариации MgO от 24,8 до 28,6 мас. %), в то время как на участке Зеленая горка наименьшие значения MgO соответствуют верхним частям потоков.

Содержание Al_2O_3 в измененных ультрамафитах соответствует таковому в исходных коматиитах, его вариации в пределах потока обусловлены фракционированием оливина. Максимальные значения отмечаются в верхних частях лавовых потоков со структурой спинифекс.

Наибольшие содержания CO_2 характерны для карбонат-хлорит-тальковой разновидности, что выражается в большем содержании карбоната в породах данной группы. В целом для ультрамафитов месторождения отмечается тенденция снижения содержания SiO_2 при увеличении CO_2 .

Детальные минералого-петрографические и петрохимические исследования в пределах выделенных дифференцированных потоков показали, что минеральный состав пород полностью определяется химическим составом соответствующих зон потоков. При этом большое значение имеет состав исходных коматиитовых расплавов. В потоках низкомагнезиальных коматиитов хлорит-амфиболовые породы могут слагать как верхние, так и кумулятивные части потоков. В более магнезиальных потоках кровельные зоны, представленные преимущественно хлорит-амфиболовыми или тальк-тремолит-хлоритовыми разновидностями, в направлении подошвы по мере увеличения MgO сменяются (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковыми и в меньшей степени карбонат-хлорит-тальковыми породами в зоне спинифекс и наиболее высокомагнезиальные кумулятивные части потоков полностью слагаются тальковым камнем. В наиболее мощных потоках (более 20 м) в верхних частях кумулятивной зоны карбонат представлен только доломитом, а в нижних более магнезиальных частях развит брейнерит. Т.е. карбонат является своеобразным индикатором магнезиальности протолита.

В формировании талькового камня наряду с составом исходных пород существенное значение имеет тектоническая проработка области развития коматиитов. В зонах дробления и рассланцевания ультрамафитов, наиболее проницаемых для гидротермальных растворов, в тальковый камень преобразуются коматииты с меньшим содержанием MgO , в то время как коматииты с такой же магнезиальностью на удалении от зоны проницаемости имеют (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковый состав.

Таким образом, суммируя результаты проведенных исследований, можно сделать следующие выводы:

- ультрамафитовая толща в пределах месторождения сформирована серией дифференцированных лавовых потоков коматиитов с различным составом первичных расплавов;
- неоднократные деформационные процессы в Костомукшской структуре привели к образованию складок и зон разломов, сопровождаемых внедрением даек габбро, как внутри коматиитовой толщи, так и вдоль контактов с базальтами. Впоследствии эти тектонически ослабленные зоны контролировали поступление растворов, обогащенных углекислотой, которые преобразовывали коматииты в тальковый камень;
- основными факторами, контролирующими образование талькового камня являются химический состав исходных коматиитов (содержание MgO в породе) и их тектоническая нарушенность. Тальковый камень образуется преимущественно по высокомагнезиальным кумулятивным частям потоков, кровельные низкомагнезиальные части остаются при этом слабо затронутыми тальк-карбонатными изменениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
3. Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
4. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 223 с.
5. Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 192 с.
6. Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1964. 187 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФОАРСЕНИДНЫХ РУД ПРОЯВЛЕНИЙ НОВЫЕ ПЕСКИ (КАРЕЛИЯ) И ПИИЛОЛА (ФИНЛЯДИЯ)

Компанченко А.А.

Петрозаводский государственный университет, komp-alena@yandex.ru

Золото относится к благородным (высоколиквидным) металлам, поиски которого являются актуальными для наиболее древних пород Фенноскандинавского щита. Его поиски осуществляются геохимическими методами по вторичным и первичным ореолам по элементам-спутникам с использованием РФ-спектрометра. По вторичным ореолам при этом обычно хорошо определяется ряд элементов, один из которых мышьяк. Он входит в минералы арсенопирит и леллингит.

Арсенопирит является спутником золота и при региональных геохимических съемках по As хорошо оконтуриваются перспективные участки. Однако при бурении обнаруженных аномалий не всегда в арсенопиритовых рудах бывают установлены высокие концентрации золота, что указывает на непрямую связь As и Au. В связи с этим возникла необходимость установить причину этих несоответствий и разобраться, когда образуется золото и с какими минералами (и, соответственно, с входящими в них элементами) оно коррелируется в рудных залежах, что позволит выработать минералого-геохимические критерии уже на стадии детальных поисково-разведочных работ.

Целью проведенных исследований было изучение минералогии и условий образования золото-сульфоарсенидных руд на примере проявлений Пиилола (Восточная Финляндия) и Новые Пески (Карелия). Оба рудопроявления находятся в разновозрастных архейских зеленокаменных поясах, в толщах, метаморфизованных в амфиболитовой фации, приурочены к шир-зонам, сходны по минералогии и условиям образования. Материалы для работы были предоставлены фирмами ООО «Онего-Золото» и Mineral Exploration Network (Finland) Ltd.

Рудопроявление Новые Пески расположено в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе Хаутаваара-Ведлозерской структуры. Структура сложена породами лопийского комплекса, представленного метаморфизованными базальтами, коматиитами, андезидацитовыми порфиритами, графитистыми сланцами, туфитами дацитов и андезидацитов и другими туфогенно-осадочными толщами. В восточном борту структура прорывается гранитами рапакиви. Рудопроявление находится недалеко от озера Шотозеро, севернее деревни Уляега.

Вмещающие породы представлены амфиболитами по габбро и базальтам, околорудные метасоматические изменения сопровождаются образованием эпидота, альбита, сфена, хлорита, кварца. Амфиболиты обычно содержат ильменит, который при более низкотемпературных изменениях замещается сфеном. Метасома-

тические изменения оруденения имеют свою последовательность: хлорит-кварц-эпидотовые метасоматиты; арсенопиритовая вкрапленность; пиритовая вкрапленность. Среди минеральных типов руд выделено два типа: леллингит-арсенопиритовые и арсенопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые.

В леллингит-арсенопиритовых рудах встречаются арсенопирит, леллингит, сфен, золото, пирротин, сфалерит, галенит, шеелит. Арсенопирит образует кристаллы копьевидного и ромбического облика и зерна неправильной формы (рис. 1). Иногда он содержит до 10 % Со и может быть отнесен к глаукодоту (табл. 1). Леллингит встречается в форме кристаллов и неправильных включений в арсенопирите, иногда содержит Ni < 1 %. В леллингит-арсенопиритовых рудах золото выделяется на контакте арсенопирита и леллингита в форме неправильных зерен размером 2–12 мкм, пленочного и тонкодисперсного (размером меньше 1 мкм), названного «точечным» (рис. 2). Золото содержит серебро в количестве 6–12 %. Обычно оно образует сростания с висмутом и золото-висмутовым минералом мальдонитом (табл. 2).

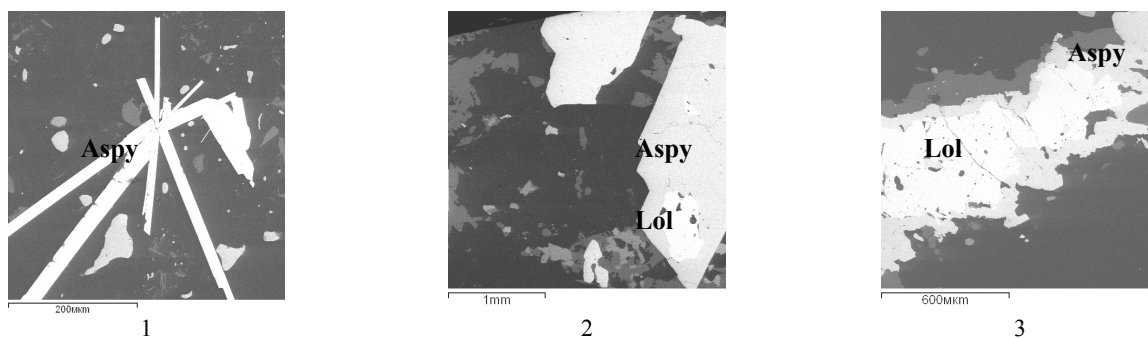


Рис. 1. Арсенопирит копьевидного (1) и ромбического облика и леллингит в арсенопирите (2, 3) из амфиболитов

Таблица 1. Состав арсенопирита

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
As	48,21	49,15	46,53	46,39	46,34	46,28	46,39	50,16	48,64	47,04	45,21	49,11	47,04
Fe	32,75	31,85	33,46	32,82	34,03	32,65	33,40	23,70	23,04	29,53	33,31	31,77	33,66
S	19,05	19,00	20,02	20,79	19,63	21,07	20,21	17,43	18,32	20,65	21,48	19,12	19,31
Co								8,71	10,00	2,77			
Сумма	100,01	100	100,01	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
As at %	35,27	36,07	33,66	33,37	33,61	33,22	33,51				32,27	36,00	34,34
Обр.	C-2-33	C-2-33	K-1M	C-2-33	C-2-31	C-2-31	C-2-31	K-1M	K-1M	K-1M	C-2-132,3	K-1M	C-2-132,3

Примечание: 1–7, 11–13 – арсенопирит, 8–10 – глаукодот.

Таблица 2. Состав золота, висмута и их интерметаллидов

Эл-т	1	2	3	4	5	6	7
Au	93,32	88,11	92,98	93,09	91,72		66,30
Ag	6,68	11,89	7,02	6,91	8,28		
Bi						100	33,70
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
Обр	C-2-132,3	C-2-132,3	C-2-132,3	K-1M	K-1M	C-2-33	C-2-132,3

Примечание: 1–5 – золото, 6 – висмут, 7 – мальдонит.

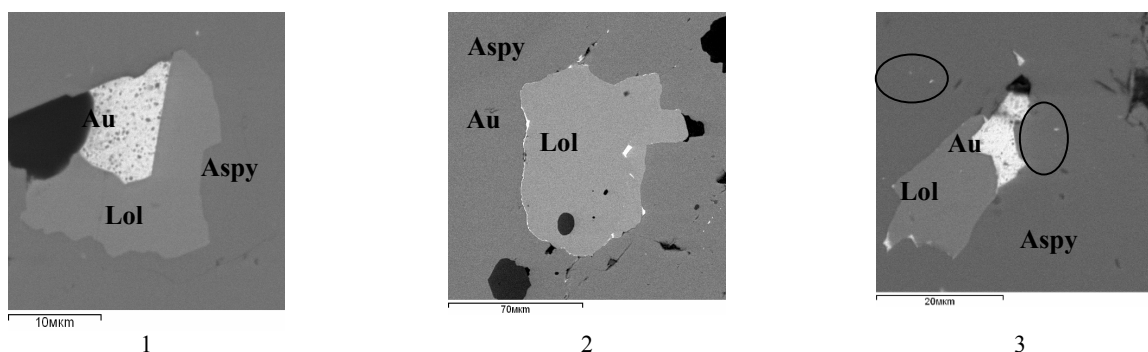


Рис. 2. Золото на контакте леллингита и арсенопирита в виде зерна (1, 3), «пленочное» (2) и тонкодисперсное, «точечное» (3, выделенная область)

Рудопроявление Пиилола находится в зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми (<http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/piilola.html>). Породы пояса представлены коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами, прорываются габбро, пироксенитами, разнообразными гранитами и тоналитами. Обрамлением пояса служат более древние мигматизированные тоналит-трондьемит-гранитные комплексы, которые прорываются более молодыми гранитами. Пояс насыщен многочисленными рудными объектами. Породы участка Пиилола представлены: гранодиоритами, кварцевыми диоритами; толеитовыми базальтами; серпентинитами по коматиитам; средними вулканическими породами; слюдястыми сланцами и граувакками. Область, перспективная на золото-пирротин-арсенопиритовые руды, приурочена к контакту амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев с гранитами. На выявленном по вторичным ореолам проявления вмещающие для оруденения толщи представлены преимущественно амфиболитами, которые содержат роговую обманку, плагиоклаз и ильменит. Околорудные метасоматические изменения сопровождаются образованием биотита, турмалина, эпидота, хлорита, сфена. Среди минеральных типов руд выделены пирротин-арсенопиритовые и пирит-пирротиновые (не золотоносные, далее в статье не рассматриваются).

Арсенопирит образует ограненные кристаллы и зерна неправильной формы вытянутые по сланцеватости. Он однороден по составу и не содержит примесей. С арсенопиритом встречаются самородный висмут, висмутин, шеелит; с сульфидами железа – сфалерит, халькопирит, галенит, молибденит, Ag-галенит, гессит, пентландит. Золото образуется по микротрещинкам в арсенопирите в сростании с висмутом и теллуридами (Новоселов и др., 2011). Леллингит в образцах не отмечается.

Таблица 3. Состав арсенопирита

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
As	44.96	45.27	43.66	48.86	45.57	45.53	45.42	45.86	44.84
Fe	33.94	33.54	34.44	29.40	31.86	33.22	33.38	33.12	32.50
S	21.10	21.18	21.89	21.74	22.57	21.25	21.20	21.01	22.66
Сумма	100	99.99	100	100	100	100	100	99.99	100
As ат. %	32,16	32,39	30,96	35,12	32,30	32,58	32,50	32,90	31,71
Обр.	Kuh1	Kuh1	Kuh	Kuh 1	Kuh 1	Kuh 2	Kuh 2	Kuh 2	Kuh 2

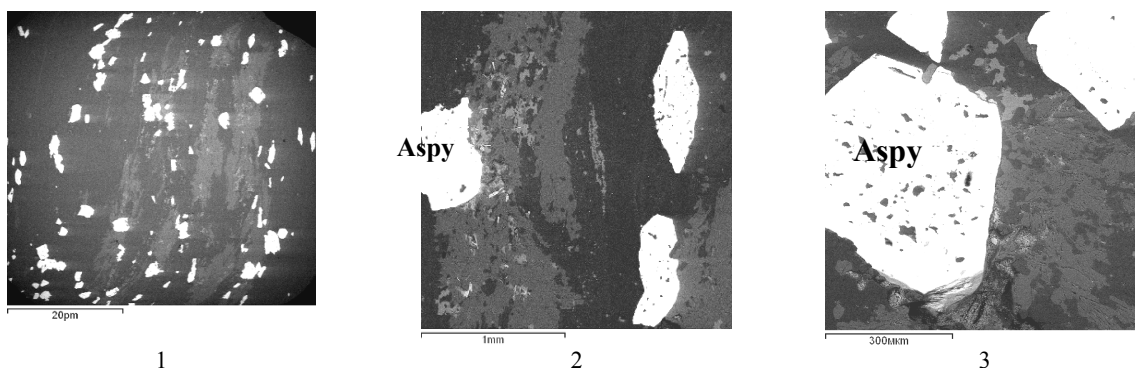


Рис. 3. Текстура руд (1) и морфологические формы выделения арсенопирита (2, 3) в амфиболитах

Определение условий рудообразования. В арсенопирите рассчитывалось содержание As в ат. % и с учетом минерального парагенезиса арсенопирита с леллингитом или арсенопирита с пирротинном, они были вынесены на диаграмму С.Д. Скотта (Скотт, 1984). Для рудопроявления Новые Пески была установлена $T_{cp}=460^{\circ}\text{C}$, для рудопроявления Пиилола $T_{cp}=420^{\circ}\text{C}$. Для сравнения можно привести результаты, полученные для рудопроявления Южно-Костомукшского, также сформировавшегося в амфиболитовой фации метаморфизма: $T_{cp}=450\text{--}500^{\circ}\text{C}$ (Кулешевич, Горьковец, 2007; Панфилова, Кулешевич, 2007; Горьковец, Раевская, 2009). Золото выделяется на границе зерен арсенидов и сульфидов в микродефектах. Оно образовалось в ассоциации с висмутом, мальдонитом и висмутином при снижении температуры. Оруденение можно отнести к высокотемпературному (гипотермальному) типу.

В заключение приведем последовательность минералообразования для обоих рудопроявлений:

- Метаморфический парагенезис проявления Новые Пески представлен роговой обманкой, плагиоклазом и в отдельных образцах встречается гранат. При изменении амфиболитов развивается эпидотизация. Эпидот встречается с альбитом (содержит до 1,16 % Са), с ними в ассоциации встречается сфен (образуется по ильмениту), появляется арсенопирит и леллингит. При снижении температуры появляются альбит, хлорит, кварц и в некоторых образцах встречается турмалин. Из рудных минералов выделяются сульфиды и золото.

- Метаморфический парагенезис проявления Пиилола представлен роговой обманкой и плагиоклазом. При изменении амфиболитов развивается эпидотизация. Эпидот встречается с альбитом, с ними встречается сфен, который образуется по ильмениту, появляется арсенопирит и пирротин. При снижении температуры появляются хлорит и турмалин, а из рудных минералов выделяются сульфиды и золото.

Таким образом, очевидно, что золото в арсенопиритовых рудах рудопроявлений Новые Пески образуется совместно с висмутом и мальдонитом, на участке Пиилола с висмутом, мальдонитом и, по данным К.А. Новоселова и др. (2011), в том числе, с теллуридами. То есть, при детальном работах на перспективных площадях, выявленных по аномалиям мышьяка, рекомендуется в дальнейшем проводить геохимическую съемку с использованием РФ-спектрометра, настроенного на анализ Bi и Te, что позволит уже оконтурить рудное тело и далее детализировать работы по определению золота более дорогостоящими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. № 12. С. 48–59.
2. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Записки РМО. 2005. № 5. С. 19–31.
3. Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Записки РМО. 2007. № 6. С. 49–53.
4. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Ермолина О.С. Предварительный отчет по результатам ревизии скважин лицензионной площади Пиилола. Миасс. 2011.
5. Панфилова И.В., Кулешевич Л.В. Использование арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров для расчета температур рудных объектов Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. 2007. С. 71–75.
6. <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/piilola.html>

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТОЛЩАХ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Кузнецов В.С.

Воронежский государственный университет, voronezhpodkl@inbox.ru

В настоящее время среди новых нетрадиционных типов золото-платинометалльного оруденения повышенное внимание уделяется широко распространенным и значительным по масштабам развития металлогенным углеродсодержащим формациям, а также докембрийским железистым кварцитам.

В пределах мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива (ВКМ), представляющего собой крупную региональную рудоносную площадь, которая простирается с юго-востока на северо-запад на 625 км при ширине 150–250 км, сосредоточены крупнейшие в европейской части России аномалии железных руд, а также пространственно сопряженные с ними черносланцевые толщи.

В ходе исследований последних лет установлено (Чернышов, 2004), что важнейшим компонентом углеродистых сланцев и железистых кварцитов являются благородные металлы (золото, серебро, металлы платиновой группы – МПГ), а вышеуказанные докембрийские стратифицированные образования могут выступать в качестве одного из крупнейших нетрадиционных источников селективной и попутной золото-платинодобычи.

С целью получения дополнительных сведений о распространенности благороднометалльного оруденения, а также изучения форм нахождения золота и платиноидов, из пород различных стратоноров докембрия по ряду латерально рассредоточенных железорудных месторождений КМА были отобраны пробы для их всестороннего исследования.

Предшествующими работами было установлено, что ведущую роль в распределении и степени концентрирования Au и ЭПГ оказывает состав сульфидных парагенезисов в длительном процессе формирования благороднометалльного оруденения в высокожелезистых рудообразующих системах (Чернышов, Кузнецов, 2011; Резникова, 2010). При достаточно широком развитии сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, марказит, сфалерит, галенит, молибденит, борнит, блеклые руды, халькозин, ковеллин) и сульфосарсенидов (арсенопирит, никелин, кобальтин, герсдорфит, лёллингит и др.), преобладающими среди железистых кварцитов, черных сланцев и их метасоматитов являются пирит и пирротин, характеризующиеся сложными взаимоотношениями с окиснорудными и силикатными минералами и многообразием форм проявления. Выделено (Абрамов и др., 2011) 5 морфогенетических типов сульфидной минерализации, ассоциирующих с железистыми кварцитами и межрудными углеродсодержащими сланцами: а) вкрапленная – послыбно расположенная тонкая смесь зерен, окаймлённых магнетитом; б) ксеноморфные зёрна с включениями магнетита; в) вкрапленные, пятнистые, линзовидные и петельчатые разноразмерные

обособления с включениями нерудных минералов, пирита 2, пирротина, халькопирита, магнетита и, иногда срастаниями с халькопиритом, арсенопиритом; г) кристаллические агрегаты и индивиды в поздних сульфидно-кварцевых, сульфидно-кварцево-карбонатных и сульфидно-силикатно-кварцевых жил и прожилков; д) разнообразные по морфологии срастания пирита, марказита и других минералов в коре выветривания кварцитов.

С целью детального изучения особенностей распределения элементов-примесей в различных сульфидных минералах были выполнены локальные определения их химического состава (таблица 1). Анализы выполнены в аттестованной лаборатории ФГУП ВСЕГЕИ методом LA-ISP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией), при котором исследуемое вещество испаряется с поверхности образца лазерным импульсом. Анализ производится путём переноса продуктов лазерной абляции (аэрозоля) в индуктивно-связанную плазму и последующим детектированием свободных ионов в масс-спектрометре. Прожиг осуществлялся по сетке с размером стороны от 0,2 до 1 мм, поэтому для исследований в препаратах отбирались преимущественно изометричные зерна минералов размером не менее 200 мкм. Анализ выполнен с использованием масс-спектрометра с ICP «ELAN-6100 DRC» фирмы «Perkin-Elmer», США, с лазерным пробоотборником «LSX-200» фирмы «Cetac Technology», США. Нижний предел определения элементов составляет 0,01 ppm. Относительная погрешность измерения – 15 отн. %. Нижний предел определения всех указанных элементов – 0,01 г/т.

Таблица 1. Содержания благородных металлов (г/т) в сульфидных минералах из палеопротерозойских стратифицированных толщ КМА

№ пробы	Участок	минерал	Ru	Rh	Pd	Ag	Pt	Au
Л-1	Старооскольский железорудный район	пирит	0,042	0,031	0,033	6,13	0,020	0,100
Л-2	то же	пирит	0,047	0,001	0,110	8,32	0,110	0,081
В-9	то же	пирротин	0,078	0,043	0,090	8,29	0,037	0,510
Л-5	то же	пирротин	0,077	0,022	0,210	30,0	0,055	0,450
Л-5	то же	пирротин	0,001	0,053	1,770	13,9	0,270	1,080
Л-6	то же	пирит	0,027	0,020	0,100	18,1	0,071	0,110
Л-6	то же	пирротин	0,058	0,032	0,270	13,1	0,055	0,160
Л-8	то же	пирротин	0,001	0,077	0,370	29,8	0,001	0,500
Л-10	то же	пирит	0,001	0,012	0,049	1,45	0,001	0,037
Л-11	то же	пирротин	0,089	0,001	0,140	9,74	0,042	0,210
Л-12/1	то же	пирротин	0,081	0,030	0,280	10,5	0,039	0,130
Л-12/2	то же	пирит	0,001	0,001	0,041	6,06	0,001	0,079
Л-14/1	то же	пирротин	0,040	0,022	0,250	24,3	0,001	0,210
Л-105	то же	пирит	0,013	0,012	0,051	3,99	0,001	0,077
200П	то же	галенит	0,001	19,600	2,670	645,0	0,001	0,130
4210/409	Михайловский железорудный район	пирротин	0,062	0,035	0,048	2,9	0,015	0,053
2851/312,1	то же	пирит	0,034	0,001	0,066	4,29	0,032	0,130
4077/14	Щигровский участок КМА	пирит	0,001	0,001	0,110	2,64	0,001	0,061
4077/375,0	то же	пирит	0,023	0,001	0,110	3,47	0,001	0,064
4077/375,4	то же	пирит	0,039	0,050	0,120	57,2	0,018	0,220
4077/407,3	то же	пирит	0,001	0,049	0,200	5,19	0,001	0,110
4104/3	то же	пирротин	0,064	0,012	0,150	3,27	0,120	0,200
4104/5	то же	пирит	0,001	0,001	0,041	0,74	0,001	0,054
4104/15	то же	пирит	0,001	0,001	0,048	1,45	0,001	0,070
4104/19	то же	пирит	0,001	0,015	0,025	1,89	0,023	0,100
4104/465,4	то же	пирротин	0,052	0,001	0,320	3,51	0,050	0,001
2966/461,5	Воронецкий участок КМА	пирротин	0,110	0,039	0,240	6,17	0,050	0,036
3007/5307	то же	пирротин	0,001	0,001	0,001	4,03	0,001	0,140
3007/541,5	то же	пирротин	0,001	0,001	0,110	4,76	0,099	0,310
3004/487,0	то же	пирит	0,025	0,014	0,210	2,24	0,035	0,051

Полученные результаты показали существенное обогащение сульфидных минералов (особенно пирротина и галенита) как в железистых кварцитах, так и в межрудных сланцах, благородными металлами, что требует проведения дополнительных исследований с целью выяснения генезиса сульфидного благороднометалльного оруденения.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ грант №11-05-12050-офи-м-2011; РФФИ грант №11-05-00316-а; Грант Президента РФ МК-98.2011.5; ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», ГК № 16.740.11.0623.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.В., Кузнецов В.С., Резникова О.Г. Геохимия и минералогия серы в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации в пределах Стойленского месторождения КМА // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2011. № 2. С. 89–97.
2. Резникова О.Г. Минералого-петрографическая характеристика важнейших геолого-промышленных типов золото-платиносодержащих железистых кварцитов Лебединского и Стойленского месторождений (КМА) // XVI Международная конференция «Структура, свойства, динамика и минералогия литосферы Восточно-Европейской платформы». Тез. докл. Воронеж: Изд-во ВорГУ, 2010. Т. 2. С. 175–181.
3. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.
4. Чернышов Н.М., Кузнецов В.С. Сульфидная минерализация, содержащая благородные металлы, в межрудных сланцах Стойленского железорудного // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011. № 2. С. 17–22.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА НЕОАРХЕЙСКОГО МЕЛАНЖА РАЙОНА С. ГРИДИНО (ПЕРЕХОД ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТ)

Максимов О.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, olemaximov@mail.ru

Беломорский подвижный пояс (БПП) является частью Фенноскандинавского щита и представляет собой линейную структуру, которая простирается с юго-востока на северо-запад и разделяет Кольскую и Карельскую провинции. Континентальная земная кора БПП представлена, главным образом, архейскими структурно-вещественными комплексами, которые были неоднократно преобразованы (Слабунов и др., 2006).

В восточном домене БПП установлена гридинская тектоническая пластина. Она сложена неоархейским эклогитсодержащим комплексом, который является сильно мигматизированным и деформированным меланжем. Матрикс меланжа сложен метаэндербитами, гнейсами и гнейсогранитами (Слабунов, 2008). Обломочная составляющая представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной либо угловатой формы (рис. 1). В районе села Гридино скопления обломков образуют узкие вытянутые зоны, простирающиеся с СЗ на ЮВ. Состав обломков очень разнообразен, но преобладают породы основного состава, представленные в разной степени преобразованными эклогитами, амфиболитами и метаморфизованными габброидами. Кроме того, установлены обломки, сложенные метапироксенитами, цоизитами и амфибол-цоизитовыми blastолитами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами.

Значительная роль в истории развития БПП принадлежит неоднократно проявленным процессам метаморфической переработки. Уникальным является высокобарический эклогитовый метаморфизм в неоархее ($2720 \pm 5,8$ млн лет) и в палеопротерозое (Володичев и др., 2004). Для данного метаморфизма изменение температур и давления происходило «по часовой стрелке», включающий проградную и ретроградную ветви метаморфического преобразования пород. Проградная ветвь хорошо прослеживается в кианитовых эклогитах с. Гридино. Мелкие включения в Grt кианитовых эклогитов с. Гридино – Qtz, Ab, Chl, Ky, Zo, Kfs (Kretz, 1983 с дополнениями) отражают низкотемпературную стадию, а зональные включения в гранате из кианитового эклогита о-ва Пряничная луда – центр: $\text{Prx}_{55} - \text{Grt}_{20}^{30} - \text{Pl}_{25} - \text{Qtz}$ ($T = 640^\circ\text{C}$, $P = 8,8$ кбар) – промежуточная зона: $\text{Omp}_{23} - \text{Grt}_{30}^{36} - \text{Qtz}$ ($T = 715^\circ\text{C}$, $P = 13,3$ кбар) – край: $\text{Omp}_{30} - \text{Grt}_{21}^{37} - \text{Ky}$ ($T = 820^\circ\text{C}$, $P \geq 16,8$ кбар) определяют параметры прогрессивного тренда развития процессов архейской эклогитизации (Володичев и др., 2011). Ретроградная ветвь отражает условия полистадийной субизотермичной декомпрессии со снижением P до 6,5–7 кбар и T до $625\text{--}650^\circ\text{C}$ при переходе от эклогитовой фации к высокобарической гранулитовой и затем к амфиболитовой фации повышенных давлений (Володичев и др., 2004).

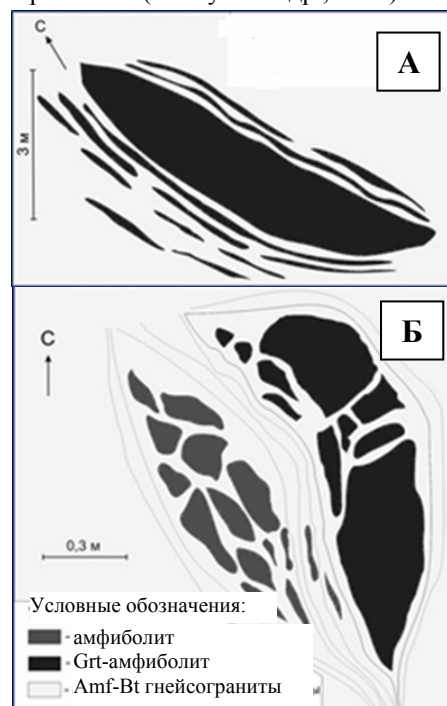


Рис. 1. Морфологические типы обломков:

А – линзовидное тело измененных эклогитов, Б – линзовидные обломки гранатовых амфиболитов и амфиболитов, осложненные вторичной дезинтеграцией.

Изучение перехода от эклогита к амфиболиту в ходе метаморфической эволюции гридинского меланжа стало целью данной работы. Для осуществления поставленной задачи исследованы образцы эклогитов – о. Столбиха, преобразованных эклогитов – оз. Черное, гранатовых амфиболитов – о. Крестовый и м. Песчаный.

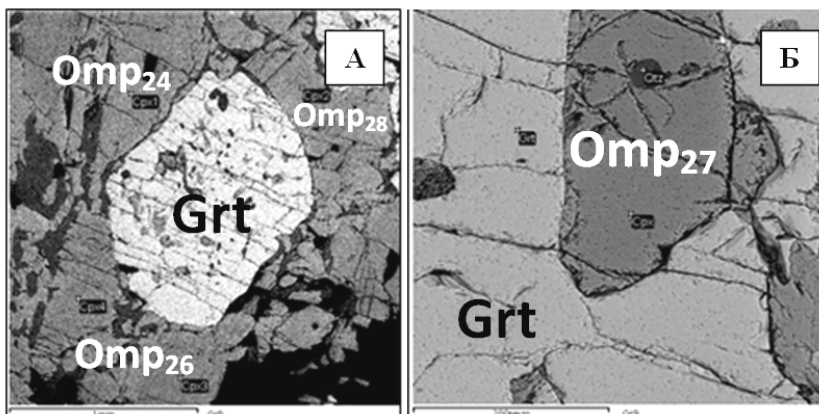


Рис. 2. Два типа кристаллов Омп в эклогитах о. Столбиха:

(А) свободные кристаллы в матриксе, (Б) включение в гранате (фото в отраженных электронах).

компонента встречаются как в виде самостоятельных крупных кристаллов в матриксе (рис. 2А) с содержанием Jd до 28 %, так и в качестве включений в гранате (рис. 2Б), Jd до 27 %. По имеющимся микрозондовым анализам равновесных минералов определены температуры (использованы геотермометры: Cpx-Grt (Powell, 1985); Hbl-Pl-Qtz (Holland et al., 1994); Grt+Hbl (Powell, 1985) и давления (по геобарометрам: Grt-Cpx-Pl-Qtz (Perkins et al., 1981); Hbl (Blundy et al., 1990); по содержанию Jd в Cpx, по Holland (1980) образования парагенезисов эклогитов. Формирование Cpx+Grt+Qtz парагенезиса происходило при $T = 730\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P \geq 13\text{--}15$ кбар. Становление более позднего парагенезиса Pl+Amf+Bt осуществлялось при температуре $620\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ при давлении $7\text{--}9$ кбар.

Озеро Черное находится на ЮВ от с. Гридино. На северном берегу озера прослеживается область с высокой концентрацией обломочной составляющей. Одно из тел имеет линзовидную форму и выполнено измененными меланократовыми эклогитами с полосчатой текстурой и мелкозернистой структурой. Пороодообразующие минералы представлены Grt, Cpx, Pl, Amf, Qtz. Лабораторное исследование позволило выделить следующие минеральные парагенезисы: 1) ранний (эклогитовый) – Grt+Omp+Qtz (рис. 3А); 2) симплектитовый Cpx-Pl₁ (рис. 3Б); 3) поздний – Amf+Pl₂+ Bt. Характерной особенностью данных пород является наличие Cpx-Pl₁ (Jd=15–20 %) симплектитов. Их образование происходило по Омп с содержанием жадеитового компонента до 25 %. По результатам геотермических и геобарических расчетов формирование раннего парагенезиса происходило при $T = 770\text{--}840\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 13\text{--}15$ кбар, что близко РТ-условиям образования эклогитов о. Столбиха. Формирование симплектитовых образований протекало при $T = 750\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $P = 12,5\text{--}13,5$ кбар. Данные по позднему парагенезису указывают на регрессивный метаморфизм при $T = 630\text{--}710\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6\text{--}7,9$ кбар.

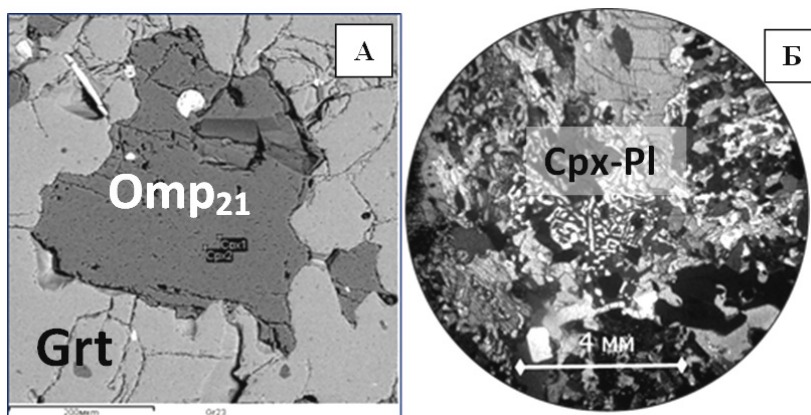


Рис. 3.

(А) Включения Омп₂₁ в кристалле Grt (фото в отраженных электронах)
(Б) фото в скрещенных николях Cpx-Pl симплектитов.

Остров Столбиха. Линзовидное тело эклогитов располагается в Ю-ЮВ части острова. Порода меланократовая с массивной текстурой. Структура средне-крупнозернистая, микроструктура гранобластовая. Детальное минералого-геохимическое изучение показало, что данные эклогиты состоят из омфацита (от 19 до 28 % жадеита) и граната (23–24 % пиропы и 18–23 %grossуляра) с небольшим содержанием кварца. Вторичные минералы представлены плагиоклазом, амфиболом и биотитом, акцессорные – рутилом. Кристаллы омфацита с высоким содержанием жадеитового

Остров Крестовый находится на ЮВ от с. Гридино. В СВ части острова обнаружены крупные (4х5 м) овальные тела гранатовых амфиболитов. Обломки сложены темной массивной породой с гранобластовой структурой. Главные минералы представлены Grt, Amf, Cpx, Pl, Qtz; второстепенные – Bt, +Ms, акцессорные – Rt, Mgt, Pyx, Ap. Температура образования раннего парагенезиса Cpx+Grt+Qtz соответствует $730\text{--}830\text{ }^{\circ}\text{C}$ при давлении $9,5\text{--}11,5$ кбар. Минеральный парагенезис Hbl+Pl+Bt формировался при $T = 600\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6\text{--}9,4$ кбар. Обилие Cpx-Pl симплектитов указывает на ретроградные

преобразование эклогитов. Гранат принадлежит к альмандин-пироп-гроссуляровому ряду ($\text{Prp}=25\text{--}33\%$, $\text{Grs}=16\text{--}22\%$) и, как правило, обладает обилием включений Bt, Amf, Pl, Qtz, Sph на периферии кристалла (рис. 4).

Мыс Песчаный располагается южнее с. Гридино, на Южном берегу губы Долгая. В приливно-отливной зоне прослеживается овальное тело гранатовых амфиболитов (2х4 м), сложенное меланократовой массивной породой с гранонематобластовой структурой. Ранний парагенезис представлен гранатом, кварцем и рутилом. На регрессивной стадии формируется минеральная ассоциация Grt, Cpx+Pl+Amf+Bt симплектиты по клинопироксену, а также Amf+Pl+Bt каймы вокруг граната. В клинопироксене из симплектитов содержание жадеитовой компоненты 4–9 %. По данным термобарометрии (Cpx-Grt термометр и Cpx-Grt-Pl-Qtz барометр) метаморфизм этих пород соответствует 650–700 °С при давлении 7–8 кбар. РТ-условия кристаллизации Amf и Bt несколько ниже $T = 600\text{--}670$ °С при $P = 4\text{--}6$ кбар.

Таким образом, рассмотренные породы обладают схожими признаками. 1) Ранний минеральный парагенезис изученных образцов соответствует эклогитовому – Grt+Cpx+Qtz. 2) Наличие включений омфациита (Jd до 25 %) в преобразованных эклогитах оз. Черное и Cpx-Pl симплектитов в гранатовых амфиболитах о. Крестовый и м. Песчаный служат доказательством, что данные типы пород имеют эклогитовое происхождение.

Р-Т диаграмма эволюционных трендов развития эклогитов (рис. 5) отражает стадии их декомпрессионного преобразования (Володичев и др., 2004). Выделены три этапа эволюции метаморфизма эклогитов: 1. Эклогиты о. Столбиха представлены парагенезисом $\text{Grt}^{23\text{--}34}_{20\text{--}23} + \text{Omp}_{21\text{--}28}$ и измененные эклогиты оз. Черное ($\text{Grt}^{21\text{--}30}_{19\text{--}22} + \text{Omp}_{21\text{--}25}$) в основном соответствуют эклогитовой фации метаморфизма. 2. Гранатовые амфиболиты о. Крестовый отвечают одной из стадии регрессивного метаморфизма эклогитов. На этом этапе прослеживается снижение давления до 11,5–10 кбар и температурных условий с образованием минеральной ассоциации $\text{Grt}^{25\text{--}35}_{16\text{--}22}$, Amf, Cpx₄₋₈-Pl, Qtz, характерного для высокобарического гранулитового метаморфизма. 3. Наиболее поздняя стадия преобразования эклогитов происходит в амфиболитовой фации. Данной стадии соответствуют гранатовые амфиболиты м. Песчаного с минеральной ассоциацией $\text{Grt}^{21\text{--}27}_{18\text{--}21}$, Amf, Cpx₄₋₆-Pl, Qtz ($T = 600\text{--}680$ °С, $P = 6,5\text{--}8,3$ кбар).

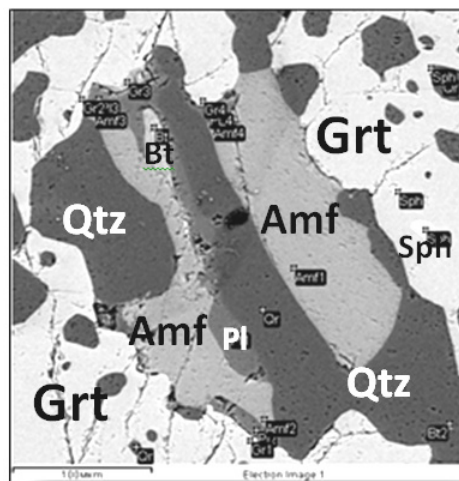


Рис. 4. Включения Amf, Bt, Qtz, Pl и Sph в гранате (фото в отраженных электронах).
 P , кбар T , °С

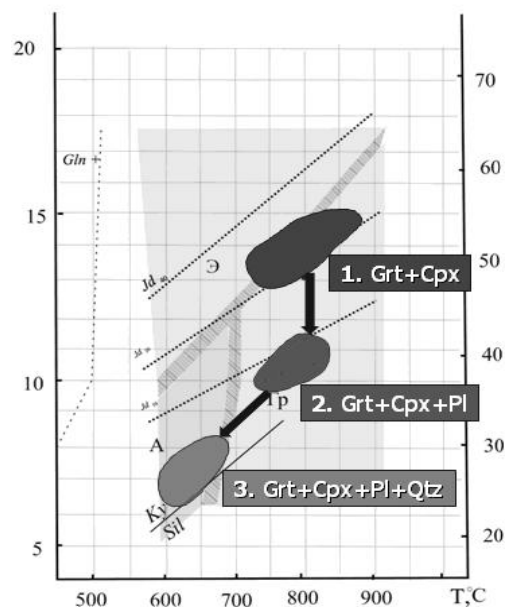


Рис. 5. РТ-диаграмма регрессионного метаморфизма эклогитов (Володичев, 2004 с дополнениями).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О.И., Слабунов А.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. С. 609–629.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И. Суперпозиция двух возрастных и генетических групп эклогитов в районе с. Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли, Петрозаводск, 2011. С. 46–48.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
4. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьёнен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
5. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. № 2. P. 208–224.
6. Holland T.J.B., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.

7. Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // Amer. Mineral. 1980. V. 65 P. 129–134.
8. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // American Mineralogist, 1983. V. 68. P. 277–279.
9. Perkins D. III, Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature. 1981. V. 292. N 9. P. 144–146.
10. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. V. 3. № 3. P. 231–243.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ТИТАНОНОСНЫХ ГАББРОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Митрохина Т.В., Митрохин А.В.

Киевский университет имени Тараса Шевченко, lunia@mail.univ.kiev.ua, mitr@mail.univ.kiev.ua

Титаносные габброидные интрузии (ТГИ) являются важной составляющей плутонов анортозит-рапакивигранитной формации (АРГФ) Украинского щита (Митрохин А.В., Митрохина Т.В., 2009). Наиболее известны среди них Стремигородская, Федоровская, Крапивенская, Рыжаны-Паромовская, Торчинская и Пенizeвичская ТГИ, находящиеся на площади Коростенского плутона (Митрохина, 2009). По поводу условий формирования титаносных габброидов Коростенского плутона до сих пор нет единого мнения. Так, часть исследователей связывают их формирование с ликвацией первичного базитового расплава на лейкократовую и обогащенную Fe и Ti меланократовую составляющие. По их мнению, за счет лейкократовой составляющей образовались собственно габбро-анортозитовые массивы, а более поздние инъекции меланократового расплава сформировали тела рудных габброидов (Борисенко и др., 1982). Другие исследователи считают, что рудные габброиды сформировались из обогащенного Fe, Ti и летучими компонентами остаточного расплава. Предполагается, что последний образовался в результате глубинной кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы (Кудинова, Металиди, 1987). При этом полностью игнорируется экспериментально установленный характер дифференциации базитов на значительных глубинах (Грин, Рингвуд, 1968; Грин, 1968; Грин, 1970). Существует также точка зрения о том, что в пределах Коростенского плутона есть два генетических типа фосфор-титановых руд: один – магматогенный, который отражает кислотно-основное фракционирование исходной магмы по фенеровской схеме, второй – метаморфогенный, связанный с кислотным выщелачиванием рудных компонентов зоны мобилизации и переотложением их в зоне базификации (Кирикилица и др., 1984; Тарасенко, 1987).

Следует отметить, что большинство предложенных моделей являются достаточно схематическими и ни одна из них не учитывает всего разнообразия данных, относительно тектонических условий внедрения, форм залегания, особенностей геологического строения титаносных интрузий, а также специфики вещественного состава и структурно-текстурных характеристик исследуемых пород. Сравнение с известными проявлениями титаносных габброидов, связанными с протерозойскими анортозитами на Балтийском и Канадском щитах, дает возможность оценить влияние геотектонических и структурно-реологических условий внедрения на характер локализации, формы залегания, структурно-текстурные особенности и вещественный состав титановых руд. В отличие от норвежских и канадских синкинематических комплексов анортозит-мангерит-чарнокит-гранитовой (АМЧГ) формации, характеризующейся богатым гемогенитовым оруденением, приуроченным к рудным норитам и йотунитам, титаносные интрузии коростенского комплекса принадлежат к другому формационному типу. Крупномасштабные высокотемпературные деформации в условиях катазоны, имевшие место во время внедрения АМЧФ комплексов и способствовавшие эффективному обогащению наиболее мобильных приконтактных зон Fe-Ti оксидно-рудными минералами, вплоть до образования сплошных руд (Duchesne, 1999), не характерны для титаносных интрузий Коростенского плутона. Внедрение последних происходило в структурно-реологических условиях эпизоны. Именно поэтому, они залегают в виде первично-расслоенных тел, характеризующихся хорошо проявленной прототектоникой жидкой фазы и содержат только бедные и средне-вкрапленные ильменитовые руды. Окончательно опровергается популярная в 70–80 годах гипотеза (Тарасенко, 1987) о метаморфогенном происхождении титановых руд в отдельных месторождениях Коростенского плутона. Выполненные авторами минералого-петрографические исследования титаносных габброидов Пенizeвичской и Стремигородской интрузий показали, что низкотемпературные постмагматические преобразования не повлияли на перераспределение рудного вещества (Митрохин, Митрохина, 2009).

Накопление Fe-Ti оксидных минералов в пределах всех исследованных интрузий происходило еще на магматической стадии. При этом, характер залегания титаносных пород, обычная приуроченность максимальных концентраций Fe-Ti оксидно-рудных минералов к верхним и средним горизонтам интрузий, отсутст-

вие явных микроструктурных признаков несмешиваемости расплавов однозначно опровергают влияние ликвидационных явлений на рудообразование. С другой стороны, признаки расслоенности разного масштаба, кумулятивные структуры пород, закономерные изменения минерального состава пород и химического состава породообразующих минералов указывают на то, что в становлении титаносных интрузий Волынского мегаблока ведущую петрологическую и минерагеническую роль играли явления кристаллизационной и гравитационно-кинетической дифференциации исходных базитовых магм. Наиболее важными факторами магматической эволюции, повлиявшими на рудогенезис были: 1) химический состав исходной магмы; 2) порядок кристаллизации и фугитивность кислорода; 3) гравитационно-кинетическое фракционирование отдельных кристаллических фаз и эффективность удаления остаточного расплава; 4) субсолидусное переуравновешивание и распад твердых расплавов. Яркие доказательства магматической эволюции представлены исследованиями дифференцированных интрузий титаносных оливиновых габбро, внедренных в пределах Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (ВВМ). Тесная пространственная связь с лейкократовыми габброидами, тождественность изотопного возраста, наличие промежуточных петрографических разностей, унаследованность главных особенностей минерального и химического состава, а также состава главных породообразующих минералов, указывают на комагматичность титаносных габброидов Федоровской, Крапивенской и Рыжаны-Паромовской интрузий с вмещающими породами ВВМ. Перечисленные интрузии титаносных оливиновых габбро образовались из остаточных порций магматического расплава, отделенного во время застывания главного объема габбро-анортозитового массива от существенно-плаггиоклазового кристаллизата и выдавленного в тектонически-ослабленные зоны в пределах консолидированных участков этого же массива. Средневзвешенный химический состав титаносных интрузий ВВМ, а также выявленный порядок кристаллизации минеральных фаз указывают на то, что их материнские расплавы на момент внедрения имели состав субщелочного ферробазальта (трахибазальта), умеренно обогащенного Fe, Ti и P. Ликвидусные температуры таких расплавов, за оценками (Duchesne et al., 2006), составляют 1020–1045 °C. Первыми ликвидусными фазами должны быть $Pl+Ol$, к которым при дальнейшей котектической кристаллизации, в зависимости от фугитивности кислорода, должны присоединяться $Aug+Ilm$ або $Aug+Ti-Mt$.

В случае титаносных интрузий ВВМ, нагромождение существенно-плаггиоклазовых кумулятов (лейкогаббро) в нижних частях магматических камер есть свидетельством кристаллизации с незначительной частью мафических минералов и ильменита в котектической ассоциации и несущественным «захватом» остаточного расплава в интеркумулусе. Именно такой процесс должен сопровождаться наиболее эффективным насыщением остаточного расплава Ti и P. Дальнейшее понижение температуры сопровождалось расширением котектической ассоциации до $Pl+Ol+Aug+Ilm+Ap$ с увеличением части мафических минералов и ильменита в кумулатах, а также ростом количества «захваченного» в интерстициях остаточного расплава, обеспеченного увеличением его плотности. Именно эта ассоциация наиболее распространена в рудных габброидах мезократового состава, составляющих основной объем большинства титаносных интрузий ВВМ. Из остаточного интерстициального расплава кристаллизуется ассоциация $Pl+Aug+Ilm+Ti-Mt+Ap+Bi\pm Or\pm Qu$. Значительная часть Fe-Ti оксидно-рудных минералов в исследованных интрузиях оливиновых габбро выделились из интерстициального расплава в интервале температур 780–910 °C, то есть на позднемагматической стадии. Именно поэтому они не претерпели видимого гравитационного накопления в донных частях магматической камеры, а, наоборот, сконцентрировались в приповерхностных и средних горизонтах интрузий. Фугитивность кислорода также существенно влияла на порядок кристаллизации ильменита и титаномагнетита.

Ильменит начал кристаллизоваться еще на раннемагматической стадии, но в дальнейшем массово кристаллизовался совместно с титаномагнетитом. В основном позднемагматическая кристаллизация титаномагнетита, подтверждающаяся его исключительным накоплением в верхних горизонтах интрузий, а также формой выделений и интерстиционными соотношениями с другими минералами, свидетельствует о малой фугитивности кислорода (ниже FMQ буфера) на раннемагматической стадии. Появление кумулятивных мелагаббро и ультрамафитов с наибольшими концентрациями Fe-Ti оксидно-рудных минералов и апатита связано с возможностью гравитационно-кинетического фракционирования или флотации плаггиоклаза в тяжелом остаточном расплаве ферробазальта. На микроструктурные особенности и качество руд существенно повлияли явления субсолидусного распада и переуравновешивания Fe-Ti оксидно-рудных минералов, происходившие при температурах 470–650 °C. При этом, титаномагнетит утратил первичную гомогенность, приобретая разнообразие тканевых, решетчатых и пластинчатых структур прорастания с новообразованными ильменитом, ульвошпинелью и плеонастом. Первичный ильменит, наоборот, приобрел почти стехиометрический состав и однородную микроструктуру.

Несколько отклоняются от описанного порядка кристаллизации троктолиты Стремигородской интрузии, в которых обычный ликвидусный парагенезис субщелочного ферробазальта, представленный $Pl+Ol$, сменяется котектической ассоциацией $Pl+Ol+Ilm+Ap$, слагающей основной объем интрузии. В отличие от интрузий оливиновых габбро, авгит начинает кристаллизоваться последним, в основном из интеркумулусного остаточного расплава. Расширение поля кристаллизации ильменита и апатита за счет

авгита, определяющее специфику состава стремигородских руд, вероятно, связано со спецификой материнского субщелочного ферробазальтового расплава – большей основностью и щелочностью, большим насыщением Ti и P, меньшей фугитивностью кислорода, по сравнению с исходными расплавами титаноносных интрузий оливиновых габбро.

Значительные отклонения от рассмотренного порядка кристаллизации присущи для титаноносных норитов Пенizeвичской интрузии. Обнаруженная в них котектическая ассоциация кумулятивных фаз $Pl+Ilm+Opx\pm Ol$ не имеет аналогов среди исследованных титаноносных интрузий и, наоборот, чрезвычайно распространена в титаноносных габброидах Норвегии и Канады (Charlier, 2007). По аналогии с титаноносными норитами норвежской провинции Рогаланд, можно предположить, что исходные расплавы Пенizeвичской интрузии по химическому составу отвечали йотуниту, то есть обогащенному Fe и Ti монцодиориту. Незначительное содержание апатита свидетельствует о малом содержании фосфора в исходном расплаве. Химический состав ильменитов Пенizeвичской интрузии, в отличие от гемоильменитов норвежских месторождений, характеризуется незначительным содержанием Fe_2O_3 , зато повышенными концентрациями V_2O_5 , что указывает на намного меньшую фугитивность кислорода в магматическом расплаве и, соответственно, на большие глубины кристаллизации. Об этом же свидетельствует отсутствие в породах титаномагнетита. В отличие от интрузий титаноносных оливиновых габбро ВВМ, Пенizeвичская интрузия титаноносных норитов по вещественному составу существенно отличается от вмещающего ее габбро-анортозитового массива. Особенно показательным является более «примитивный» состав мафических минералов в титаноносных норитах (Митрохин, Митрохина, 2009). Кроме того, данные изотопного датирования вмещающих Пенizeвичскую интрузию анортозитов и прорывающих ее гранитов (Верхогляд, 1995) указывают на несколько более древний возраст титаноносных норитов, сравнительно с интрузиями титаноносных оливиновых габбро. Все перечисленное свидетельствует о формировании исходного расплава Пенizeвичской интрузии из другого, возможно более глубинного магматического очага, не связанного напрямую с вмещающим ее габбро-анортозитовым массивом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.Ф., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С. и др. Рудоносные габбро-нориты Володарск-Волинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 47–56.
2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 34–47.
3. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии, 1968. С. 132–227.
4. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии, 1968. С. 228–256.
5. Грин Т.Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований, 1970.
6. Киричица С.И., Тарасенко В.С., Металиди С.В. Критерии титановой рудоносности габбро-анортозитовых массивов Украинского щита // Вестн. Киевск. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. 1984. № 11. С. 47–60.
7. Кудинова Л.А., Металиди С.В. Титаноносные массивы габброанортозитов, 1987.
8. Митрохин А.В., Митрохина Т.В. Титаноносные габброидные интрузии анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009.
9. Митрохина Т.В. Геологічна будова, речовинний склад та умови формування титаноносних габброїдних інтрузій Волинського мегаблоку Українського щита: автореф. дис... канд. геол. наук: спец. 04.00.01 «Загальна та регіональна геологія» К., 2009.
10. Тарасенко В.С. Петрология анортозитов Украинского щита и геолого-генетическая модель образования фосфор-титановых руд // Геол. журн. 1987. № 4. С. 43–52.
11. Charlier B. Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites // Univ. de Liege, 2007.
12. Duchesne J.C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 182–198.
13. Duchesne J.C., Shumlyanskyy L.V., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobaltic evolution // Lithos. 2006. V. 89. P. 353–376.
14. Toplis M., Carroll M.R. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-baltic systems // J. petrol. 1994. V.36(5). P. 1137–1170.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ ДАЕК ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОЛЫНСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Омельченко А.Н., Митрохин А.В., Загородний В.В.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, *alnika@ukr.net, mitr@mail.univ.kiev.ua*

Пояса базитовых даек являются характерными интрузивными образованиями фундамента древних платформ. Они маркируют эпохи тектоно-магматической активизации и обнажаются на всех докембрийских щитах. На территории Волынского мегаблока (ВМБ) Украинского щита (УЩ) широко распространены базитовые дайки протерозойского возраста. В связи с потенциальной никеленостью несколько лучше исследованы дайки западной и центральной частей ВМБ. Хуже изучены дайковые образования восточной части ВМБ. Детальное изучение базитовых даек восточной части ВМБ позволило авторам выделить три возрастные группы даек, отличающиеся геологической позицией, возрастом внедрения, минералого-петрографическими и геохимическими особенностями (Омельченко, 2011). Их общей чертой является принадлежность преобладающего большинства пород к субщелочному ряду. Причины же повышенной щелочности исследуемых базитовых даек принципиально разные.

Базитовые дайки первой возрастной группы по соотношению $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ формально отвечают средним породам субщелочного ряда семейства трахиандезитов (рис. 1).

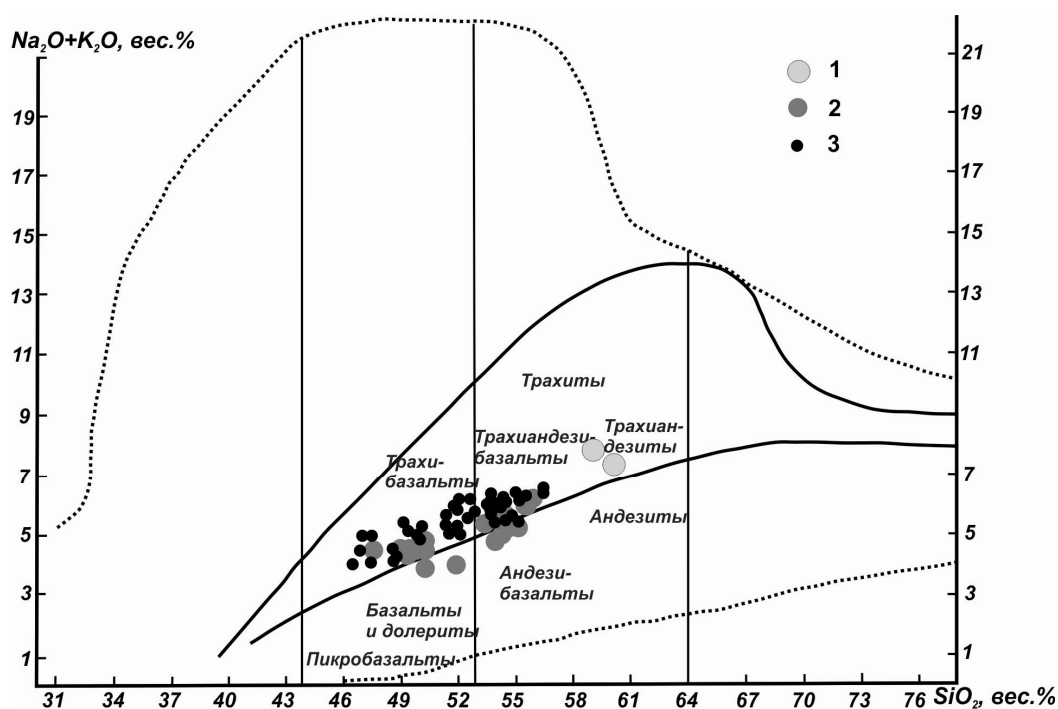


Рис. 1. Химический состав базитовых даек восточной части Волынского мегаблока Украинского щита: 1 – дайки первой возрастной группы; 2 – дайки второй возрастной группы; 3 – дайки третьей возрастной группы. Классификационные границы магматических горных пород проведены согласно (Петрографический кодекс России, 2009).

Высокие, как для базитов, содержания кремнезема 60–61 % и щелочей 7–8 %, вероятно, отражают наложенные процессы метаморфогенного преобразования исходных дайковых пород, определяя алохимический характер «метаморфизма». Коэффициент алкаитности $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ при этом остается значительно меньшим единицы, подтверждая установленное отсутствие пороодообразующих минералов, пересыщенных щелочами. В сумме щелочей K_2O заметно преобладает над Na_2O . Базитовые дайки первой возрастной группы несколько пересыщены кремнеземом и имеют метаглиноземистый состав, $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) < 1$, что является результатом кремнисто-щелочного метасоматоза, возможно, связанного с общей многократной «гранитизацией» гнейсо-мигматитовых толщ, вмещающих эти дайки. Дебазификация дайковых пород первой возрастной группы сопровождалась выносом Са и Mg. Таким образом, сравнение их с неметаморфизованными базитовыми дайками двух других выделенных авторами возрастных групп, а также с другими проявлениями базитового магматизма в регионе, не вполне корректно. Весьма показательным является низкое содержание MgO , определяющее высокие значения коэффициента железистости $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0.92\text{--}0.98$, более характерные для гранитоидов.

Базитовые дайки второй возрастной группы на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ образуют два ряда точек, которые разделяются статистической границей, проведенной между основными и средними породами повышенной щелочности (рис. 1). Гиперстеновые долериты и микрогаббро-нориты располагаются в классификационном поле субщелочных базальтов с отдельными отклонениями в сторону базальтов нормальной щелочности. Содержание кремнезема в них колеблется в пределах 48–52 %, сумма щелочей составляет 4–5%. Фигуративные точки большинства гиперстеновых плагиопорфиритов тяготеют к классификационному полю трахиандезибазальтов с содержанием кремнезема 54–56 % и суммой щелочей 5–6.5 %. При этом коэффициент апгаитности $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ во всех описанных дайковых породах всегда меньше единицы. Практически, все они насыщены или слабо пересыщены кремнеземом: гиперстен- и кварц-нормативные. Повышенная калий-натровая щелочность связана, прежде всего, с более низкой основностью плагиоклаза. Содержание K_2O в долеритах и микрогаббро-норитах, обычно, не превышает 1.5%. В плагиопорфиритах – возрастает до 1.5–2 %, но никогда не превышает Na_2O . В связи с умеренным количеством плагиоклаза, гиперстеновые габбро-долериты и микрогаббро-нориты являются умеренно-глиноземистыми породами, а плагиопорфириты – высокоглиноземистыми. Не-высокое, как для основных пород, содержание CaO в габбро-долеритах и микрогаббро-норитах объясняется андезитовым составом плагиоклазов, а также преобладанием среди пироксенов низко-кальциевых разновидностей. Пониженные концентрации MgO и повышенные FeO в дайковых породах второй возрастной группы, обуславливают достаточно высокие значения коэффициента железистости $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.58\text{--}0.70$, что связано с повышенной железистостью мафических минералов. Высокая титанистость (1.4–2.5 % TiO_2) объясняется преобладанием ильменита среди Fe-Ti окисно-рудных минералов и его достаточно высокими концентрациями. Гиперстеновые долериты обеднены Mg и Ni , но обогащены всеми несовместимыми элементами, в сравнении со средним составом нижней континентальной коры. На графиках распределения несовместимых микроэлементов наблюдаются положительные аномалии Ba , K , La , P и отрицательные – Nb , Ta , Sr . Общее содержание редкоземельных элементов в 45–65 раз превышает хондритовое с характерным обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых. Инициальные соотношения изотопов неодима и стронция, согласно (Shumlyansky et al., 2006), колеблются в пределах $\epsilon\text{Nd} = -0.8\text{--}(-1.4)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70336\text{--}0.70334$. Приведенные данные распределения главных петрогенных компонентов и микроэлементов указывают на петрохимическое родство и генетическую связь исследуемой группы даек с титаносодержащими габбро-норитовыми интрузиями коростенского комплекса такими, как Торчинская, Межиречанская и Берестовецкая, а также на их происхождение из единого источника магмогенерации, вероятно, нижнекорового.

Базитовые дайки третьей возрастной группы на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ образуют непрерывный ряд фигуративных точек, который перекрывает классификационные границы между основными и средними породами повышенной щелочности, равномерно распределяясь между семействами трахибазальтов и трахиандезибазальтов (см. рис. 1). Содержание кремнезема колеблется в диапазоне 47–57 %. Рядом с насыщенными и слабо пересыщенными кремнеземом разновидностями появляются и недонасыщенные – оливин-нормативные. Нормативные фельдшпатоиды при петрохимических пересчетах не установлены. Сумма щелочей, 4.3–6.7%, закономерно возрастает при повышении кремнекислотности. При этом щелочность дайковых пород третьей возрастной группы является несколько выше, чем во второй возрастной группе. Но коэффициент апгаитности $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ всегда остается заметно меньшим единицы. В сравнении со второй возрастной группой в описываемых дайковых породах заметно растет роль K_2O (1.7–3.7 %), отражая породообразующую роль калиевых полевых шпатов. Содержание Na_2O , наоборот немного уменьшается, поэтому совместно с породами субщелочной калий-натровой серии, появляются представители субщелочной калиевой серии. Даже среди пород основного состава нередкими являются разности с отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, характерным для шошонитовой петрохимической серии. В дайковых породах третьей возрастной группы отсутствует тенденция увеличения глиноземистости при увеличении кремнекислотности. Повышенная глиноземистость наблюдается в авгитовых плагиопорфиритах и лейкократовых разностях габбро-диабазов. По содержанию CaO дайки третьей возрастной группы практически не отличаются от второй группы, поскольку высоко-кальциевый состав пироксенов компенсируется низкой основностью плагиоклазов и уменьшением их содержания в породе. При этом, FeO в дайковых породах третьей группы несколько выше, а MgO – ниже. Общая железистость $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.61\text{--}0.80$ также более высокая по сравнению с дайками второй возрастной группы, что связано с более высокой железистостью мафических минералов. Повышенные концентрации ильменита и апатита обуславливают высокие содержания TiO_2 и P_2O_5 . Особенности распределения главных петрогенных компонентов выявляют петрохимическое родство базитовых даек третьей возрастной группы с вулканитами овручской серии. Однако последние охватывают более широкий диапазон щелочности. Наряду с основными и средними вулканитами субщелочной калий-натровой серии, заметно развиты представители шошонитовой серии, а также щелочные вулканиты, свидетельствующие о рифтогенной природе магматизма Овручского края. Дайковые породы третьей возрастной группы обеднены Mg и Ni , но обогащены всеми несовместимыми элементами. Графики распределения последних демонстрируют положительные аномалии Ba , Rb , K , La , Nd , P , Zr , Hf и отрицательные – Nb , Ta , Sr , Sm . Общее содержание редкоземельных элементов в 50–100 раз превышает хондритовое с заметным преобладанием легких лантаноидов относительно тяжелых и незначительной отрицательной европие-

вой аномалией. Инициальные соотношения изотопов неодима и стронция, согласно (Шумлянський, Мазур, 2010), колеблются в пределах $\epsilon Nd = +0.6 \pm 0.7$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70347-0.70371$. В вулканитах овручской серии все отмеченные геохимические особенности лишь усиливаются, что указывает на генетическую связь даек третьей возрастной группы с рифтогенными вулканитами овручской серии и свидетельствуют об их происхождении из единого мантийно-нижнекорового источника магмогенерации.

Выводы. Три возрастные группы субщелочных базитовых даек восточной части Волынского мегаблока Украинского щита характеризуются индивидуальными особенностями химического состава, которые можно использовать в качестве реперных при идентификации этих возрастных групп и сопоставлении с другими магматическими образованиями региона. Особенности химического состава метадиабазов первой возрастной группы отражают процессы их метаморфического преобразования, определяя алохимический характер метаморфизма. Вероятный кремнисто-щелочной метасоматоз и многократная гранитизация делают невозможным использование петрохимических критериев для корреляции даек первой возрастной группы с другими проявлениями базитового магматизма в регионе. Базитовые дайки второй возрастной группы имеют геохимическое сходство с титаноносными габбро-норитовыми интрузиями коростенского комплекса, что указывает на их генетическую связь и происхождение из единого источника магмогенерации, вероятно – нижнекорового. Базитовые дайки третьей возрастной группы геохимически подобны вулканитам овручской серии, что также указывает на их генетическую связь и происхождение с единого мантийно-нижнекорового источника магмогенерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Омельченко А.М. Вікові групи сублужних базитових дайок східної частини Волинського мегаблоку Українського щита // Вісник Київського університету: сер. Геологія (у друці).
2. Омельченко А.М. Геологічна позиція та формаційна приналежність сублужних базитових дайкових комплексів східної частини Волинського мегаблоку Українського щита: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.01 «Загальна та регіональна геологія», 2011.
3. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
4. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д. Вік та речовинний склад йотунітів Білорівницького дайкового поясу // Геолог України. 2010. № 1–2. С. 70–78.
5. Shumlyansky L.V., Ellam R.M., Mitrokhin O.V. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. 2006. 90. P.214–222.

ИССЛЕДОВАНИЕ МОРФОЛОГИИ И НЕОДНОРОДНОСТИ СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ РЯДА $(K,Rb)H_2Si_2O_7$

Панкова Ю.А., Крючкова Л.Ю., Гликин А.Э.

Санкт-Петербургский Государственный университет, yulika1314@gmail.com

Введение.

подавляющее большинство минералов и многие синтетические соединения представляют собой твердые растворы (смешанные вещества переменного изоморфного состава), кристаллизация которых принципиально отличается от кристаллизации соединений фиксированного состава. Особая кристаллогенетическая природа твердых растворов впервые обнаружена в лаборатории кристаллогенезиса геологического факультета Санкт-Петербургского Государственного университета (Гликин, Синай, 1983). Комплекс эффектов, в том числе впервые выявленных в последующие три десятилетия, характеризует принципиальные стороны кинетики образования, морфологии и несовершенства кристаллов в системах с изоморфными компонентами (Гликин, 2004).

Отличительной чертой кристаллов переменного состава является их пространственная неоднородность, развитая как на микро-, так и на макроуровне. Несмотря на то, что изучение процессов образования этой неоднородности продолжается с XIX века, понимание процессов и условий их образования далеко от совершенства и требует детальной разработки. Понимание процессов возникновения таких неоднородностей необходимо для управляемого синтеза материалов с заданными свойствами. В связи с реконструкцией процессов природного минералообразования очень важен поиск решения обратной задачи – определение параметров кристаллообразования по особенностям неоднородности.

Объект и методы исследования.

Нами была исследована внутренняя и поверхностная неоднородность смешанных кристаллов на микро- и макроуровне. В качестве модельного ряда был выбран ряд бифталатов калия – рубидия $(K,Rb)H_2Si_2O_7$ (в дальнейшем БФК-БФРб), характеризующийся непрерывным изовалентным изоморфизмом. Система

$\text{KNC}_8\text{H}_4\text{O}_4\text{--RbNC}_8\text{H}_4\text{O}_4\text{--H}_2\text{O}$ хорошо изучена ранее (Гликин, 2002; Волошин, 2003). Крайние члены изоморфного ряда характеризуются значительной разницей плотностей ($1,064 \text{ г/см}^3$), что делает данную систему удобной для изучения методом компьютерной микротомографии.

Кристаллы крайних и промежуточных членов изоморфного ряда БФК-БФРb выращивались путем спонтанной кристаллизации при снижении температуры из растворов 5 различных составов с соотношением K/Rb: 100/0, 70/30, 50/50, 30/70, 0/100 вес. %.

Оценка валового состава кристаллов различного изоморфного состава производилась при помощи метода порошковой рентгенографии.

Рентгеновская компьютерная микротомография позволяет изучать распределение плотностей в объеме образца без его разрушения. Съемка кристаллов $(\text{K,Rb})\text{NC}_8\text{H}_4\text{O}_4$ выполнена на приборе SkyScan 1174. Параметры съемки, одинаковые для всех образцов: Си излучение, напряжение 50 кВ, ток 800 мкА, размер пикселя 6.64 мкм, экспозиция 7.5 с, шаг вращения образца 0.223° , фильтр 1 мм Al. Усреднение по фреймам менялось. Следует отметить, что параметры съемки оказывают заметное влияние на последующий вид томографических сечений. Отдельной задачей является подбор параметров съемки для каждой системы.

Исследования морфологии поверхности кристаллов проводились на атомно-силовом микроскопе фирмы NT-MDT (зондовая нанолaborатория Ntegra Prima) в контактовом и полуконтактном режиме.

Результаты и их обсуждение.

Состав кристаллов определялся графически по полученным параметрам элементарной ячейки (использовалось правило Вегарда) (табл. 1). Разброс полученных значений достаточно велик (около 10 %). Мы связываем с нелинейностью изменения параметров элементарной ячейки с изменением состава кристалла. Для определения состава полученных смешанных кристаллов нужно использовать другие методы.

Таблица 1. Составы растворов и выращенных из них кристаллов.

состав раствора, доля Rb компонента, %	состав кристалла, доля Rb компонента, %
100	100
70	81 ± 11
50	52 ± 12
30	28 ± 9
0	0

По данным рентгеновской компьютерной микротомографии кристаллы крайних членов изоморфного ряда $(\text{K,Rb})\text{NC}_8\text{H}_4\text{O}_4$ визуально однородны. Видимая пятнистость – это шумы аппаратуры, т.к. размеры «пятен» не превышают 3 мкм.

В отличие от однородных кристаллов крайних членов БФК, БФР (например, рис. 1а) в смешанных кристаллах отчетливо наблюдается зональность, вызванная неоднородным распределением изоморфных компонентов (рис. 1б). На сечениях можно выделить менее плотную пористую внутреннюю зону, обогащенную менее растворимым калиевым компонентом, и более плотную внешнюю, которая обогащена более растворимой рубидиевой компонентой соответственно. Границы зон нечеткие.

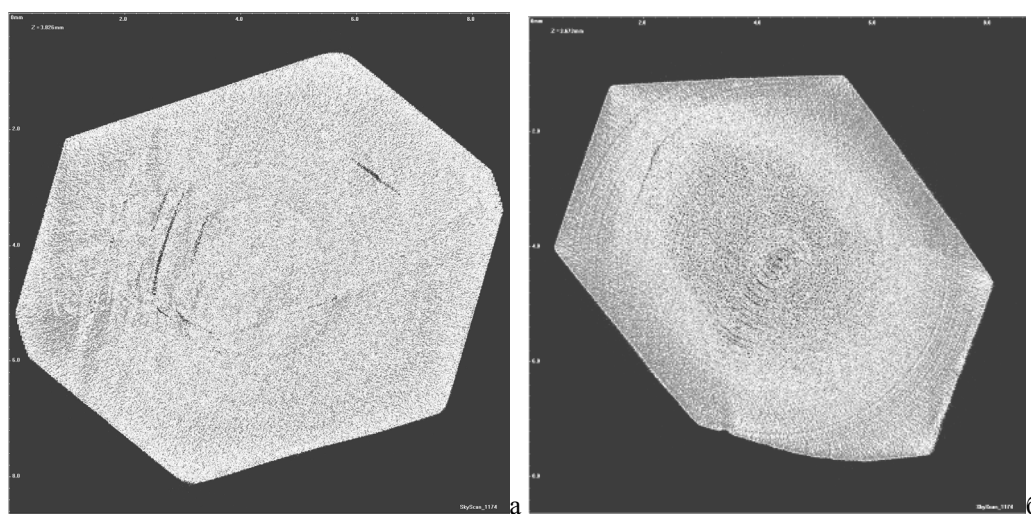


Рис. 1. микротомографические сечения кристаллов:

а – $\text{KNC}_8\text{H}_4\text{O}_4$, усреднение по 12 фреймам; б – $(\text{K,Rb})\text{NC}_8\text{H}_4\text{O}_4$, выращенного из раствора с соотношением K/Rb: 70/30 вес. %. Усреднение по 35 фреймам.

Кроме макронеоднородности имеет место также микронеоднородность, которая наблюдалась ранее в кристаллах других изоморфных рядов. Это микромозаичность, представленная пестрыми доменами неправильной формы размером около 10 мкм, которые также имеют разный изоморфный состав. Аналогичные картины наблюдаются по двум перпендикулярным картинам.

Томографические картины кристаллов разного изоморфного состава также различаются. У кристалла, выращенного из раствора с преобладающим рубидиевым компонентом (K/Rb: 30/70 вес. %), более плотная краевая зона шире, чем у двух других (K/Rb: 70/30, 50/50 вес. %). Кристалл, выросший из раствора, обогащенного калиевым компонентом, более пористый.

Данные компьютерной микротомографии согласуются с полученными ранее результатами для изоморфных рядов K(Cl,Br), (Ba,Pb)(NO₃)₂, (Co,Ni)K₂(SO₄)₂·6H₂O, (Co,Ni)(NH₄)₂(SO₄)₂·6H₂O и др.

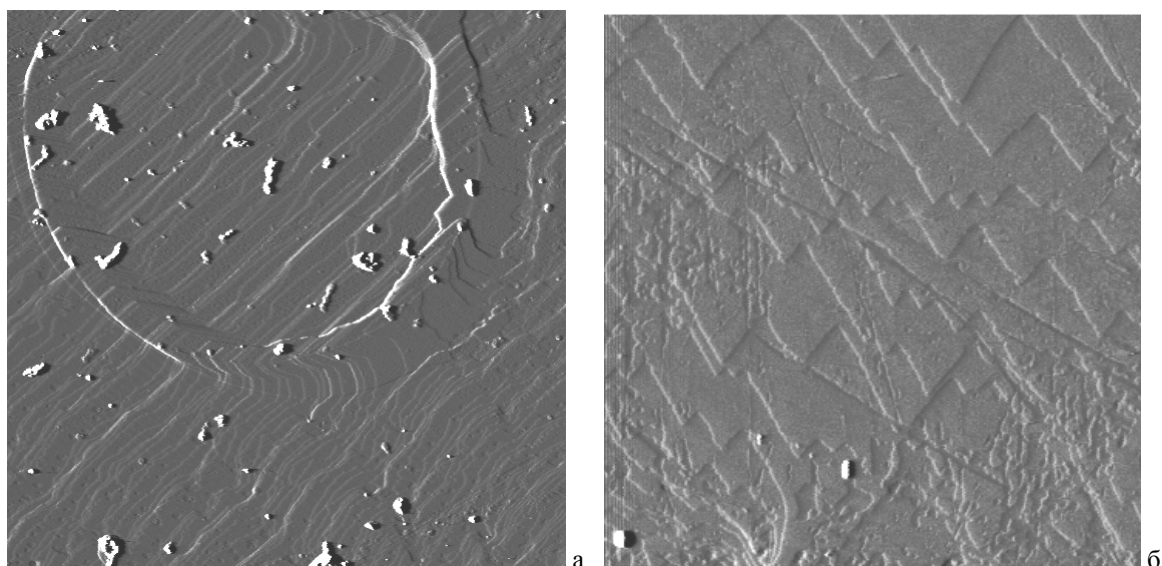


Рис. 2. Поверхность кристаллов крайних членов изоморфного ряда (K,Rb)HC₈H₄O₄.

а – БФРb, ростовая поверхность, 40 мкм; б – БФК, спайная выколка, 15 мкм.

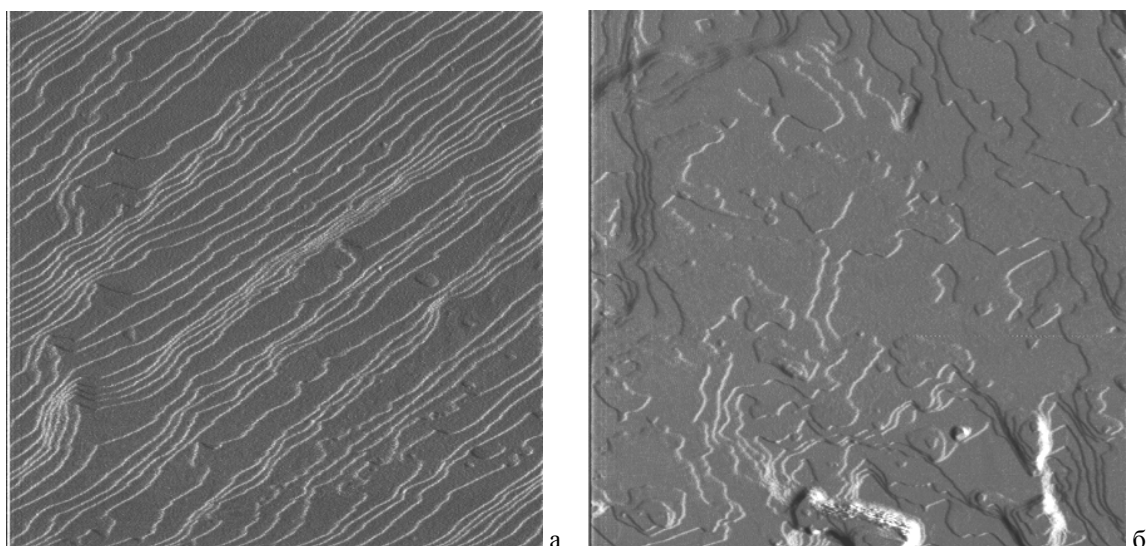


Рис. 3. Поверхность кристаллов (K, Rb) HC₈H₄O₄, выращенных из раствора с соотношением изоморфных компонентов K/Rb: 3/7 (а) и 7/3 (б), вес. %. 5 мкм.

а, – моноступени и эшелоны ступеней с протуберанцами роста; б – извилистые моноступени.

По данным атомно-силовой микроскопии на ростовой поверхности кристаллов крайних членов изоморфного ряда (K,Rb)HC₈H₄O₄ выделяются эшелоны ступеней и отдельные монослои, с ровными или плавно изгибающимися краями (рис. 2а). Поверхности смешанных кристаллов характеризуются крайней неод-

нородностью. На них выделяются участки роста (протуберанцы) (рис. 3а) и растворения (ямки травления) (рис. 4). Протуберанцы являются продолжением ступеней, и чем их больше, тем более извилистыми становятся ступени (рис. 3б). Некоторые из них хорошо огранены (свидетельство роста), а некоторые имеют округлую форму (свидетельство растворения). Причем по габитусу ограненных протуберанцев можно судить, каким компонентом они обогащены (удлиненный габитус соответствует увеличению содержания Rb). На одной поверхности выделяются различные участки с моноступенями сложного габитуса, эшелонами ступеней, многочисленными ямками травления.

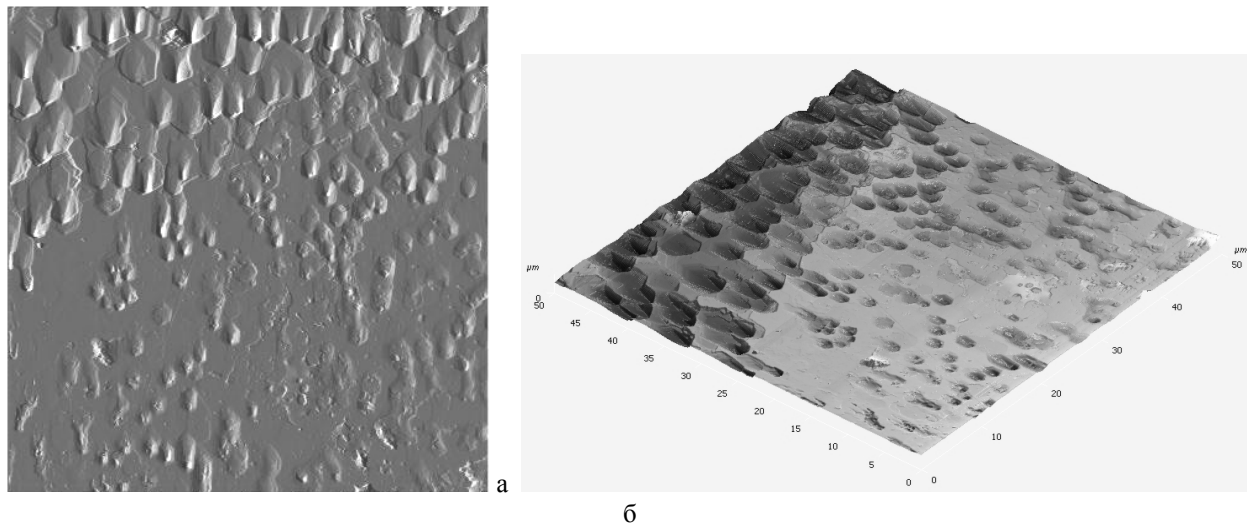


Рис. 4. Ямки травления на грани кристалла $(K,Rb)HC_8H_4O_4$, выращенного из раствора с соотношением изоморфных компонентов K/Rb: 3/7 вес. %, 50 мкм.

Выводы.

Таким образом, кристаллы изоморфного ряда БФК-БФRb, получаемые методом массовой кристаллизации, характеризуются макронеоднородностью (зональность) и микронеоднородностью (микромозаичность). Поверхность смешанных кристаллов характеризуется неоднородным рельефом, что мы связываем с разным составом соответствующих участков. Смешанные кристаллы в процессе своего формирования постоянно находятся в неравновесии с раствором, что приводит к постепенному метасоматическому обмену компонентами с раствором, этим объясняется неоднородный состав кристаллов.

Работа поддержана РФФИ (гранты № 12-05-00876, 10-02-01303).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез // СПб.: Нева, 2004. 320 с.
2. Гликин А.Э. К генетической природе изоморфизма: Механизм отбора компонентов при образовании кристалла // ЗРМО. 2007. Вып. 2. С. 1–6.
3. Гликин А.Э., Барц Р., Вунсдрегт К., Гилле П., Крючкова Л.Ю., Шнайдер Ю., Штарк Р. Явления саморегулирования изоморфного состава при кристаллизации из растворов // Федоровская сессия 2006. Санкт-Петербург, 2006. С. 64–66.
4. Гликин А.Э., Николаева В.П., Петров Т.Г. Кристаллизация бифталата калия из нейтральных и щелочных водных растворов // Физика кристаллизации, КГУ, 1979. С. 63–71.
5. Гликин А.Э., Синай М.Ю. Экспериментальное изучение генезиса монокристалльных псевдоморфоз // ЗВМО. 1983. Вып. 6, С. 742–748.
6. Крючкова Л.Ю., Гликин А.Э., Волошин А.Э., Ковалев С.И. Кинетико-морфологические явления роста и изоморфного замещения смешанных кристаллов в растворах (на примере ряда $(Co,Ni)(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$) // ЗВМО. 2002. № 3. С. 62–77.
7. Glikin A.E., Kovalev S.I., Rudneva E.B., Kryuchkova L.Yu., Voloshin A.E. Phenomena and mechanisms of mixed crystal formation in solutions on the example of the system potassium diphtalate-rubidium diphtalate-water // J.Cryst. Growth. 2003. V. 255. P. 150–162.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ИРТЫШСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Савинский И.А., Владимирова В.Г.

Институт геологии и минералогии СО РАН им. Соболева, ilya.savinskiy@gmail.com.

Иртышская сдвиговая зона (ИСЗ) представляет собой сложно построенный глубинный разлом шириной от 1,5 до 20 км, простирающийся в юго-восточном направлении по территории Восточного Казахстана, Китая и Монголии более чем на 1000 км. Он ограничивает с северо-востока герцинские образования Обь-Зайсанского палеобассейна, разделяющие каледониды Сибирского и Казахстанского континентов. С юго-запада от Иртышской зоны (Калба-Нарымская структурно-формационная зона по (Ермолов и др, 1984; Кузевный и др, 1981; Марьин и др, 1981) залегают преимущественно карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты (D_2gv), песчаники и черные сланцы такырской свиты (D_3-C_1). Они прорваны гранитоидами калбинского комплекса (Калбинский батолит). Непосредственно в сдвиговой зоне и в ее обрамлении широко проявлен кислый и базитовый синтетектонический магматизм Прииртышского комплекса (Ермолов и др, 1984; Кузевный и др, 1981).

Вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны и ее обрамления претерпели несколько тектоно-термальных эпизодов реактивации. Возраст раннего тектонического этапа оценивается в 280 млн лет, а второго 272–265 млн лет (Травин и др, 2001). Оба периода реактивации ИСЗ характеризуются деформациями с левосторонней кинематикой (Травин и др, 2001). С первым этапом, как правило, соотносят возраст Калбинского батолита синтетектонического гранитоидов (Травин и др, 2001).

Глубокометаморфизованные породы Иртышской сдвиговой зоны, представляют собой, как правило, тектонические блоки и пластины, которые заключены в матрикс из бластомилонитов и милонитов фации зеленых сланцев (преимущественно это хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы – Pl-Act-Ep, Qtz-Pl-Act-Ms, Qtz-Pl-Act-Bt-Chl, Qtz-Pl-Chl, Qtz-Pl-Ms) (Владимирова, 1990).

В настоящей работе происхождение глубокометаморфизованных пород Иртышской сдвиговой зоны рассмотрено на примере Предгорненского блока.

Предгорненская пластина (блок, полоса) включает обнажения высокоглиноземистых метаморфических пород, в образцах которых зафиксировано одновременное нахождение силлиманита, кианита, ставролита и граната ($+Bt+Ms\pm Chl$). Породы зеленосланцевого комплекса северо-восточнее Предгорненской полосы представлены преимущественно хлорит-мусковитовыми сланцами. Наличие ассоциаций хлорита с мусковитом, мусковита с биотитом говорит о средних и высокотемпературных ступенях зеленосланцевой фации. Парагенезисы Qtz-Ab-Chl-Ms-Gr встречаются только в породах из приконтактной с силлиманитовыми гнейсами зоны, формируя картину «постепенного» перехода от неметаморфизованных пород к гнейсам амфиболитовой фации метаморфизма (Владимирова, 1990). Появление минимой метаморфической зональности связано с тем, что после тектонического совмещения разнородных по уровню метаморфизма толщ повторный термальный прогрев привел к диафорезу высокobarических комплексов и проградному метаморфизму зеленосланцевого (Владимирова, 1990), что хорошо согласуется с данными о существовании как минимум двух термальных этапов в эволюции Иртышской сдвиговой зоны (Травин и др., 2001).

Для идентификации границы между двумя метаморфическими комплексами, уточнения параметров их метаморфизма, корреляции деформационных процессов и метаморфогенного минералообразования в крест простиражения ИСЗ отобраны ориентированные образцы. Для наиболее представительных проведен рентгеноспектральный анализ состава минералов (Gr, Bt, Ms, Chl, St и др.) и рассчитаны параметры метаморфизма (Holland et al., 1990).

Вдоль всего профиля был уточнен минералогический состав и выделены три типа предельных ассоциаций: Qtz+Pl+Bt+Ms \pm Chl+Gr+St+Sil+Ky, Qtz+Pl+Bt+Ms+Gr+Chl, Qtz+Pl+Chl+Ms. При переходе из зоны бластомилонитов, отвечающих ассоциации Qtz+Pl+Bt+Ms+Chl+Gr+St+Sil+Ky, в зону слабометаморфизованных пород (Qtz+Pl+Chl+Ms), отмечено последовательное исчезновение порфирокластов Ky и St, исчезает Sil, появляется Gr второй генерации. Хлорит, первоначально появляющийся только в зонах пониженного давления и в зонах скалывания, приобретает статус породообразующего.

При проведении расчетов параметров метаморфизма вдоль разреза (отдельно для составов граната из центральной и краевой частей зерен), было установлено, что в направлении к зеленосланцевому комплексу происходит не уменьшение температур и давлений (как ожидалось), а их возрастание. Лишь при переходе тектонической границы (KT47 \rightarrow KT52) происходит их практически скачкообразное падение:

	KT35	\rightarrow	KT42	\rightarrow	KT43	\rightarrow	KT47	\rightarrow	KT52	\rightarrow	KT55	
			164м		62м		48м		42м		44м	
Центр зерна Gr:	597	\rightarrow	612	\rightarrow	641	\rightarrow	595	\rightarrow	572	\rightarrow	540	(°C)
	5.9	\rightarrow	5.3	\rightarrow	6.9	\rightarrow	6.0	\rightarrow	4.9	\rightarrow	3.1	(кбар)
Край зерна Gr:	588	\rightarrow	582	\rightarrow	645	\rightarrow	591	\rightarrow	579	\rightarrow	546	(°C)
	5.4	\rightarrow	4.9	\rightarrow	6.9	\rightarrow	5.8	\rightarrow	4.9	\rightarrow	3.0	(кбар)

Следует отметить, что пиковые параметры метаморфизма отвечают таковым, рассчитанным для зерен граната, «законсервированного» внутри кристалла кианита.

Проведенные оценки средних температур и давлений (Holland et al., 1990), показали, что РТ-параметры метаморфизма кианитовых сланцев укладываются в диапазон по температуре от 570 °С до 645 °С и по давлению от 5.9 до 6.9 кбар.

Несмотря на то, что РТ-параметры метаморфизма гранат содержащих зеленых сланцев (540 °С – 545 °С и 3.0–3.1 кбар) существенно ниже, чем в кианитовых сланцах – их вряд ли можно отнести в область зеленосланцевого метаморфизма. Скорее всего можно говорить о процессах локального прогрева (вероятнее всего ороговикования) на границе толщ различной компетентности, которые в период реактивации ИСЗ становятся проницаемыми для перегретых флюидов магматического генезиса (габброиды прииртышского комплекса).

Анализ деформаций эталонного образца из кианитовых сланцев показал наличие высокотемпературного дробления породы с проявлением домино (tilting) структур. Большинство образцов ставролит-кианитовых и хлоритовых сланцев характеризуются монотонным залеганием и сходным типом деформаций – это вязко- и (реже) хрупкопластичные деформации с левосторонней кинематикой. На это указывают отчетливо проявленные кинематические индикаторы – структуры растяжения C/C'/S и C/S типа, слюдяные рыбьи, домино-структуры.

Как показали структурные наблюдения «Иртышский» стиль деформаций (левосторонние сдвиги) доминирует и отдельные отклонения от этого правила носят локальный характер. Они связаны с макроструктурами типа домино, например, вдоль тектонической границы ставролит кианитовых и хлоритовых сланцев.

Для пород Предгорненского участка установлено точное положение границы Gr-St-Ky и Chl-Ms сланцев, являющейся тектонической границей Предгорненского блока и бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны. Переход от Gr-St-Ky пород к Chl-Ms сланцам происходит не постепенно, а скачкообразно. При этом в направлении от Gr-St-Ky сланцев к границе температура первоначально возрастает 550 до 650 градусов, а затем через 130–140 метров снижается до 540 °С, тогда как давление падает с 7 до 3 кбар.

Полученные ранее оценки возраста метаморфизма (теплового прогрева бластомилонитов ИСЗ) (Травин и др., 2001) отвечают возрасту реактивации тектонической зоны, но не возрасту метаморфизма Gr-St-Ky сланцев, что предполагалось и ранее, но не было доказано.

Показано, что сдвиговые деформации ИСЗ Предгорненского участка отвечают левосторонней кинематике. Одиночные индикаторы деформаций с правосторонней кинематикой отвечают границе Gr-St-Ky и Chl-Ms сланцев, где могут проявиться элементы tilting-структур.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), ПФИ СО РАН – ДВО РАН – УрО РАН (проект 77).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров В.Г. Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан) // В кн. «Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма», Новосибирск: Наука, 1990. С. 24–39.
2. Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимова И.А. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61–74.
3. Кузбный В.Е., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 4–38.
4. Марьян А. М. Доорогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской зоны смятия // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 52–72.
5. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. Аг/Аг датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне // Геохимия. 2001. № 12. С. 1–5.
6. Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂ // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8. № 1. P. 89–124 (<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>).

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РЕАЛЬНОЙ ФОРМЕ КРИСТАЛЛОВ

Степенщиков Д.Г.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, stepen@geoksc.apatity.ru

Введение. Для описания формы кристаллов был введен термин «реальная кристаллографическая форма» (Войтеховский, 2001). Он расширяет понятие кристаллографической простой формы (или их комбинации), допуская неодинаковое развитие граней. Для каждой простой формы (или их комбинации) множество реальных форм бесконечно, но его можно разбить на подмножества, в каждом из которых реальные формы комбинаторно эквивалентны и образованы одинаковым набором граней. Условимся, что все реальные формы в каждом подмножестве одинаковы, и наоборот, реальная форма, соответствующая данному подмножеству может быть представлена любой входящей в него формой. Для некоторых простых форм (тетраэдры, куб, ромбоэдр) реальная форма единственна. Для других число реальных форм может быть довольно велико. Авторами перечислены некоторые множества реальных простых форм, в частности – реальных форм октаэдра (всего 33) и реальных форм ромбододекаэдра (всего 625).

Отношения между реальными формами кристаллов. Тангенциальный рост граней кристалла можно рассматривать как их параллельный сдвиг вдоль нормалей. В зависимости от условий образования, скорости роста граней даже одной и той же простой формы могут отличаться. Реальная форма кристалла при этом меняется сложным образом. Рассмотрим ростовой сдвиг какой-нибудь грани, при неподвижных остальных. Для разной исходной реальной формы и выбранной грани результат сдвига может быть различным. Покажем это на примере реальной формы октаэдра № 8 (номера согласно рис. 1 из Войтеховский, Степенщиков, 2004), отдельно изображенной на рис. 1. Подвижная грань обозначена стрелкой. При росте грани до определённого момента форма кристалла остаётся прежней (стадия I). Затем, в момент вырождения ребра грани в вершину, кристалл приобретает форму № 14 (II). Дальнейший рост грани приводит к смене формы на № 13 (III), и, наконец, растущая грань выклинивается, оставляя на кристалле форму № 5 (IV). В процессе роста грани реальная форма кристалла изменилась три раза, причём, на последней стадии число граней кристалла уменьшилось на единицу. На рис. 2 изображена та же реальная форма № 8, но с другой подвижной гранью. В этом случае форма кристалла поменяется пять раз (формы № 10, № 7, № 11, № 9 и № 4, для стадий II–VI, соответственно).

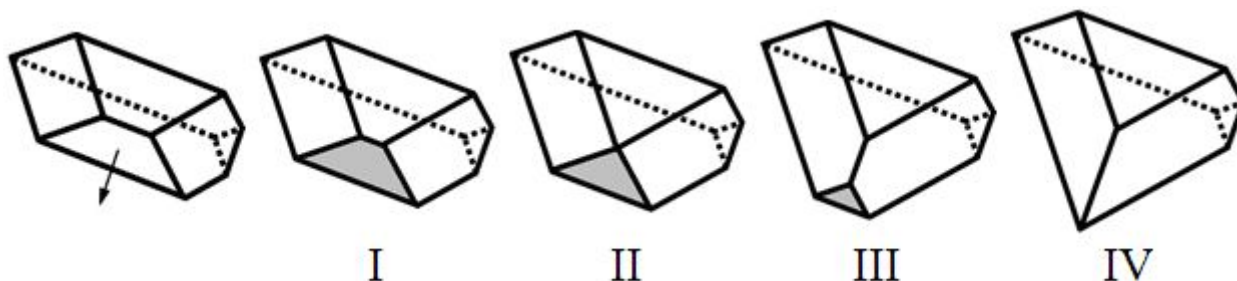


Рис. 1. Последовательное изменение реальной формы при смещении грани (серое).

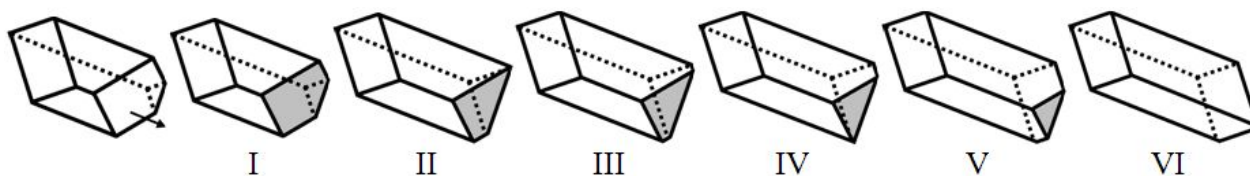


Рис. 2. Изменение реальной формы (см. рис. 1) при смещении другой грани (серое).

Всего при тангенциальном росте отдельной грани кристалла возможны три случая:

- реальная форма кристалла не изменяется;
- реальная форма изменяется, число граней остается прежним;
- реальная форма изменяется, число граней уменьшается на единицу.

Первый случай говорит о том, что реальная форма допускает вариации геометрических размеров кристалла. Облик кристалла при этом может радикально меняться от изометрического, до столбчатого, таблитчатого или досковидного. Второй и третий случаи интересны тем, что растущий кристалл может менять свою реаль-

ную форму в зависимости от скорости роста различных граней. В рассмотренном примере мы смещали только одну грань. В реальных условиях все грани растут одновременно, но в силу различия их скоростей роста и удаления от центра кристалла, можно считать, что смена реальной формы происходит в момент сдвига одной определённой грани. На основании таких последовательных смещений граней различных реальных форм, для последних можно построить таблицу взаимных переходов. Она показывает динамику изменения реальной формы кристалла. В крайнем левом столбце и в верхней строке таблицы указаны номера реальных форм. На пересечении строки, соответствующей i -той форме, и столбца, соответствующего j -той форме, ячейка таблицы закрашена чёрным цветом, если i -я реальная форма переходит в j -тую, и пуста в противном случае.

Результаты и обсуждение. Для реальных форм октаэдра и полногранных форм ромбододекаэдра нами получены таблицы переходов (рис. 3).

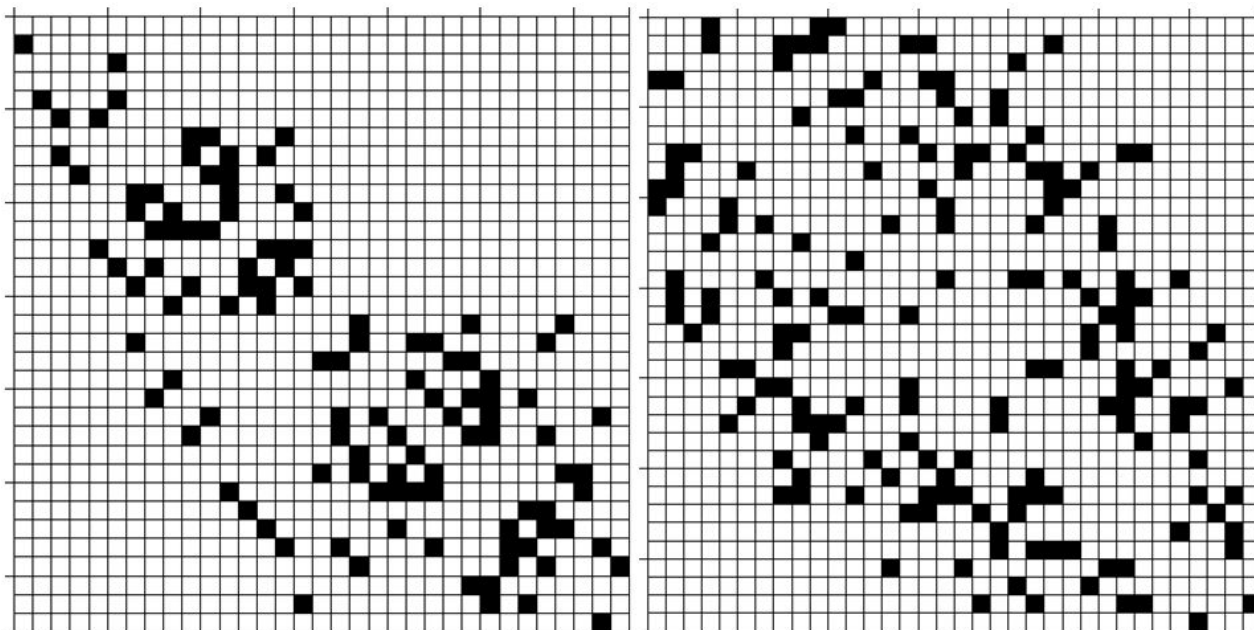


Рис. 3. Переходы между реальными формами октаэдра (слева) и полногранными реальными формами ромбододекаэдра (справа).

Анализ полученных таблиц позволяет сделать несколько выводов:

1. Почти все реальные формы октаэдра при определённых условиях роста кристалла могут переходить в другие. Исключение представляют две формы № 1 и № 4: первая образована выклиниванием четырех граней октаэдра в результате их быстрого роста и оставляет псевдотетраэдрический кристалл изометричным. Форма № 4 образована в результате выклинивания пары параллельных граней и допускает в дальнейшем любое изменение псевдоромбоэдрического облика кристалла. Для полногранных реальных форм ромбододекаэдра таких исключений нет.

2. Обе таблицы не симметричны – есть как односторонние, так и взаимные переходы форм друг в друга. Каждый взаимный переход представляет собой простейший цикл, но существуют и более сложные циклы, например, №№ 32-26-31-25-30-33 (рис. 3, слева) или №№ 11-17-15-21-27-23 (рис. 3, справа), то есть в процессе сложных эволюций роста определённая реальная форма, сменившись рядом других форм, может снова проявиться на кристалле. Таким образом, переход между некоторыми реальными формами кристалла представляет собой последовательность элементарных переходов.

Замечена тенденция: с повышением симметрии реальной формы, число переходов её в другие формы падает. На рис. 4 показаны графики зависимости среднего числа переходов (N) реальных форм октаэдра и полногранного ромбододекаэдра от их порядка группы автоморфизмов (a.g.o.). Например, для октаэдра реальные формы с порядком группы автоморфизмов 6 (всего их 6) переходят каждая в среднем в три другие формы. Падение числа переходов объясняется тем, что на реальной форме присутствуют эквивалентные грани, отдельный рост каждой из которых приводит к одному и тому же результату.

Смена реальной формы кристалла может происходить не только при изменении условий образования, вызвавших изменение скоростей роста граней, но и в стационарной изотропной среде. Если расстояния граней от центра кристалла не одинаковы, то единичный сдвиг всех граней, растущих с одинаковыми скоростями, вдоль нормалей приведёт к другим соотношениям расстояний и форма кристалла уже не будет аффинно подобна себе, что рано или поздно приведет к смене его реальной формы.

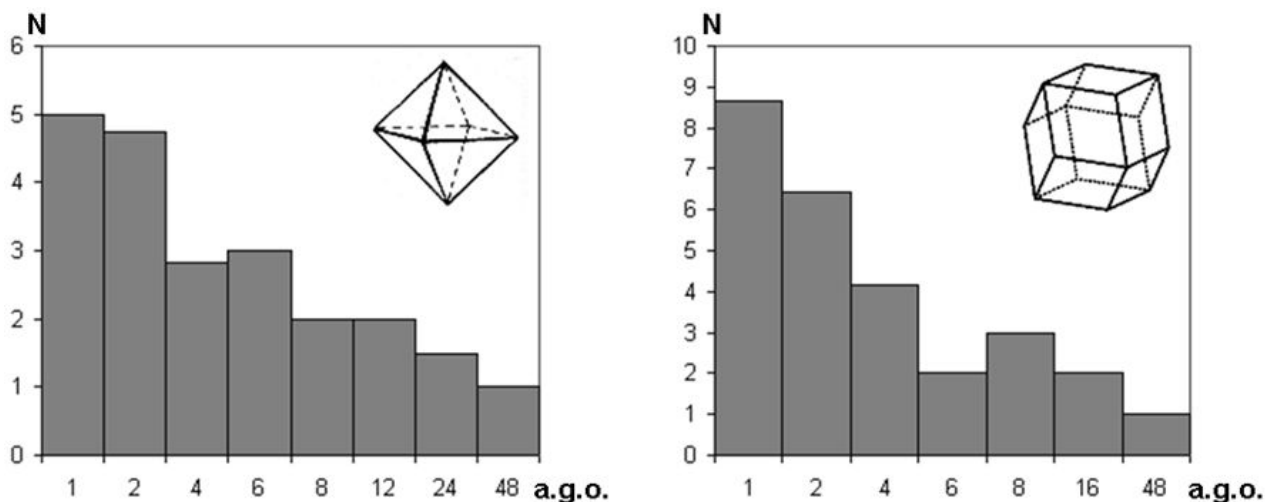


Рис. 4.

На практике целесообразно использование обнаруженных взаимосвязей только между полногранными формами, так как неполногранные формы соответствуют сильно неанизотропным, и поэтому, маловероятным природным условиям. Согласно атласу Гольдшмидта (Goldschmidt, 1916), в природе встречаются полногранные формы октаэдра № 20, № 27, № 32 и № 33. Неполногранная форма № 15 там же встречается только один раз (Taf. 33, Fig. 135) – № 15 и, вероятно, это осколок. В (Бартошинский, Гневушев, 1969) отмечается также форма октаэдра № 31. Вопрос о том, все ли полногранные формы октаэдра могут быть реализованы на естественных кристаллах, остается открытым. Исследование доступного материала – кристаллов алмазина (Зап. Кейвы, Кольский п-ов) выявило 16 наблюдаемых реальных форм, наиболее часто из которых встречаются № 29 и № 34 (номера согласно рис. 1 из Voytekhovsky, Stepenshchikov, 2004). Форма № 29 наблюдалась и раньше на кристаллах якутских андрадитов, причем в более выраженной степени, чем для кейвских алмазинов (URL: <http://mindraw.web.ru/crystal1.htm>). Форма № 34, отвечающая идеальному развитию кристалла, может говорить о слабой анизотропии среды кристаллообразования.

Закключение. Полученные данные демонстрируют синтез, основанный на использовании реальной формы кристалла. На первых этапах исследования протекал анализ – разбиение всего многообразия форм кристалла на обособленные виды – реальные формы. Предполагалось, что в стационарных условиях симметрия каждой реальной формы соответствует определенным не изотропным условиям кристаллообразования. Дальнейшее развитие приводит к объединению различных реальных форм, связанных между собой переходами. Цепочки, или циклы, составленные из реальных форм, описывают систему динамически – изменение формы кристалла в процессе роста при определённых условиях (стационарных или динамических). Подобную картину можно наблюдать и при изменении габитуса кристалла в изменяющихся Р-Т условиях, с той лишь разницей, что габитус кристалла зависит от степени развития граней различных простых форм, а не от различных граней одной простой формы. Поэтому при нахождении некоторого разнообразия реальных кристаллических форм на одном и том же участке минералообразования, следует искать взаимосвязь между этими реальными формами, представляющими собой, возможно, различные этапы роста кристалла в определённых условиях. Формы, встречающиеся в преобладающем количестве, вероятно, являются конечными звеньями таких цепочек.

Учёт реальной формы кристалла следует проводить с пониманием её возможных эволюций. В частности, не стоит жестко привязывать симметрию конкретной реальной формы к симметрии кристалла и среды.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З.В., Гневушев М.А. Внешняя симметрия якутских алмазов и условия их кристаллизации // Зап. ВМО. 1969. № 5. С. 560–567.
2. Войтеховский Ю.Л. О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Матер. Межд. конф. «Кристаллогенезис и минералогия». С.-Петербург, 17–21 сент. 2001 г. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. С. 418–419.
3. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. On the real crystal rhombododecahedra // Acta Cryst. 2004. A60. P. 582–584.
4. Войтеховский Ю.Л., Степенищikov Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112–120.
5. Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Heidelberg: Winter. 1916. Vol. III.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НАНОАЛМАЗОВ ДЕТОНАЦИОННОГО СИНТЕЗА НА ОСНОВЕ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА АЛМАЗНОЙ ШИХТЫ

Шарков М.Д.¹, Бойко М.Е.¹, Ивашевская С.Н.²

¹Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, mischar@mail.ioffe.ru

²Институт геологии Карельского научного центра РАН, ivashevskaja@yahoo.com

Введение. Алмазные наночастицы, или наноалмазы (НА), в настоящее время являются наиболее синтезируемыми наноматериалами. Такой широкий интерес вызван тем, что они обладают рядом особых свойств: высокой адсорбционной способностью, высокой теплопроводностью, высокой поверхностной энергией, гидрофобностью, большой удельной поверхностью, что создает широкие перспективы применения.

Линейный размер стабильной алмазной наночастицы составляет в среднем 4–6 нм. Такая частица представляет собой алмазное ядро, окруженное оболочкой, в которой присутствуют две фазы: аморфная алмазная (углерод в состоянии sp^3 -гибридизации) и аморфная графитовая (sp^2) (Redlich P., 1997). По литературным данным различие наблюдается не только в химическом составе оболочек, но и в их толщине (в числе слоев углерода и в межплоскостных расстояниях в оболочке) (Кулакова И.И., 2004). Полученные на просвечивающем электронном микроскопе высокого разрешения изображения отдельных кластеров НА показали, что НА являются многогранниками с хорошей огранкой. Используя компьютерное моделирование, было показано, как эта многогранная форма влияет на стабильность поверхности частиц малого размера (Barnard A.S., Sternberg M., 2007). Алмазные наночастицы склонны к агрегации с образованием первичных (<100 нм) и вторичных (>100 нм) структур. Агрегаты имеют фрактальную структуру.

В число материалов, содержащих в большом количестве НА, входит алмазосодержащая шихта (АШ) – первичный продукт детонационного синтеза алмазов, – процесса, позволяющего получать НА с помощью взрывчатых веществ. АШ представляет собой порошок черного цвета, состоящий из НА (30–60 %), неалмазного углерода (40–60 %) и металлосодержащих примесей (5–15 %). В число неалмазных структурных форм углерода, как правило, входят турбостатный и аморфный углерод, ультрадисперсный графит, а также нестабильные формы, например, карбины (Саввакин Г.И., Трефилов В.И., 1991). Наличие в составе АШ разнообразных форм углерода ограничивает ее применимость в химически активных средах и составах, а также приводит к усиленной адсорбции неполярных химических соединений и низкой активности по отношению к полярным и ионным веществам. Поэтому применяются различные процедуры очистки АШ в целях улучшения ее химических свойств. В число таких процедур входят методы, использующие термообработку (Ивашевская С.Н., 2011).

Одной из основных задач исследования мелкозернистых материалов, таких, как НА детонационного синтеза, является изучение их доменной структуры. При этом существенную роль играют методики, позволяющие получать структурные данные, не разрушая изучаемого материала. В число таких методик входит метод малоуглового рассеяния рентгеновских лучей (МУРР = Small-Angle X-Ray Scattering = SAXS).

Метод МУРР, как правило, применяется в задачах анализа размеров кластеров, кристаллитов, порошковых и поликристаллических зерен, толщины слоев и периодов сверхрешеток в диапазоне размеров от единиц до сотен нанометров. Методика МУРР позволяет решить триединую задачу: определить размеры крупнейших однородных элементов структуры (зерен и пор); вычислить так называемую фрактальную размерность вещества образца, связанную с его геометрическими свойствами; определить сверхструктурные размерные параметры включений в материале образца (Василевская Т.Н., Захарченя Р.И., 1996).

Эксперимент. Исследования проводились на двух образцах алмазной шихты марки ША-А, полученные из НП ЗАО «Синта» (Белоруссия), до и после термообработки (здесь и далее АШ-1 и АШ-2 соответственно). Образцы были охарактеризованы комплексом физико-химических методов: порошковый рентгеноструктурный анализ (Thermo Scientific ARL X'TRA Powder X-ray Diffraction System, $\lambda_{Cu} = 1.54 \text{ \AA}$), сканирующая электронная микроскопия (электронный микроскоп VEGA II LSH (ООО TESCAN) с приставкой для микрозондового анализа) и масс-спектрометрия (масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ICP-MS Xseries2 (ThermoFisher Scientific)). В рамках нескольких серий экспериментов, проведенных на установке ДРОН-8 в ООО «Буревестник», получены данные МУРР. Энергия анализирующего монохроматического рентгеновского пучка отвечала характеристической $K_{\alpha 1}$ -линии меди.

Стандартная процедура анализа МУРР (Василевская Т.Н., Захарченя Р.И., 1996) состоит в обработке данных от трех различных фрагментов спектра. Вначале угловая шкала спектра преобразуется в шкалу волновых векторов $q = 4\pi \sin \theta / \lambda$ (где θ – половина угла рассеяния). В окрестности прямого пучка пик спектра МУРР имеет уширенную форму. По ширине этого пика оцениваются размеры микрообъектов (доменов, зерен, пор) в образце. На участках вблизи краев малоуглового пика спектр МУРР близок по форме к степенной функции, объясняемой моделью Порода (Glatter O., Kratky O., 1982). Ее показатель связан с т.н. фрактальной размерностью вещества образца – индикатором его геометрических свойств. Важно учитывать, что для трех-

мерной дисперсной среды степенной показатель МУРР составляет не 3, а 4 (закон Порода). Наконец, если образец имеет слоистую структуру или содержит сверхрешетку, то большие расстояния между атомными плоскостями отобразятся на малоугловой кривой в виде брэгговских пиков. Их положение будет определяться из закона Вульфа-Брэгга $qd = 2\pi n$, где d – межплоскостное расстояние, а n – целое число.

Результаты. Образцы алмазной шихты состоят преимущественно из углерода (~80 %). Анализ примесей показал повышенное содержание меди. В незначительном количестве содержатся цинк, свинец, никель, титан, хром, марганец, фосфор, лантан, магний, кремний, железо, алюминий, кальций, натрий, хлор, калий и сера. На рисунке 1 приведены результаты порошкового рентгеноструктурного анализа образцов АШ-1 и АШ-2. Анализ данных, полученных методом ПРСА, показал, что основными фазами в составе шихты являются нано-алмаз (№ 00-058-1638, база данных ICDD) и графит (№ 00-041-4187, база данных ICDD). На рисунке 1 видны интенсивные пики ($2\theta/\text{град}$: 43.7, 75.5, 91.4, 120.5, 141.1), отвечающие пяти отражениям алмаза (Fd3m), и отдельно стоящий интенсивный пик ($2\theta=26.6^\circ$), соответствующий пику графита 26.4° . Также на дифрактограммах образцов присутствуют пять интенсивных отражений, которые соответствуют отражениям купрошпинели ($2\theta/\text{град}$: 30.2; 35.5; 54; 56.5; 62), что полностью согласуется с результатами химического анализа. Также из данных на рисунке 1 следует, что термообработка образца АШ-1 не привела к существенному избавлению от неалмазных форм углерода. Размеры областей когерентного рассеяния были рассчитаны по модели Селякова-Шерера (по уширению наиболее интенсивного отражения (111)) и составили ~4 нм. Эти результаты, следующие из обработки модели, согласуются с данными, полученными нами из непосредственных измерений МУРР.

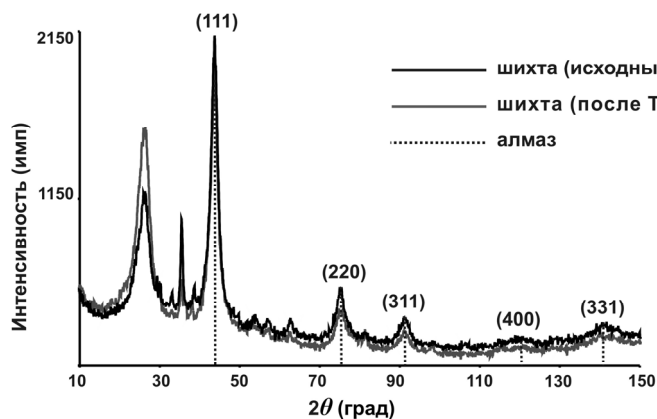


Рис. 1. Рентгенограмма образцов шихты АШ-1 и АШ-2.

Анализ полученных данных МУРР привел к следующим результатам. Оказалось, что в различных образцах могут присутствовать зерна с размерами до 40–50 нм. В частности, анализ спектров МУРР образца АШ-1 (рис. 2а) показал, что форма центрального пика соответствует частицам размера около 50 нм; примерно такую же величину дала обработка кривой МУРР для того же образца после деформации (рис. 2б). Обработка данных МУРР для образца АШ-2, в свою очередь, привела к оценке радиуса зерен порядка 40 нм (рис. 3).

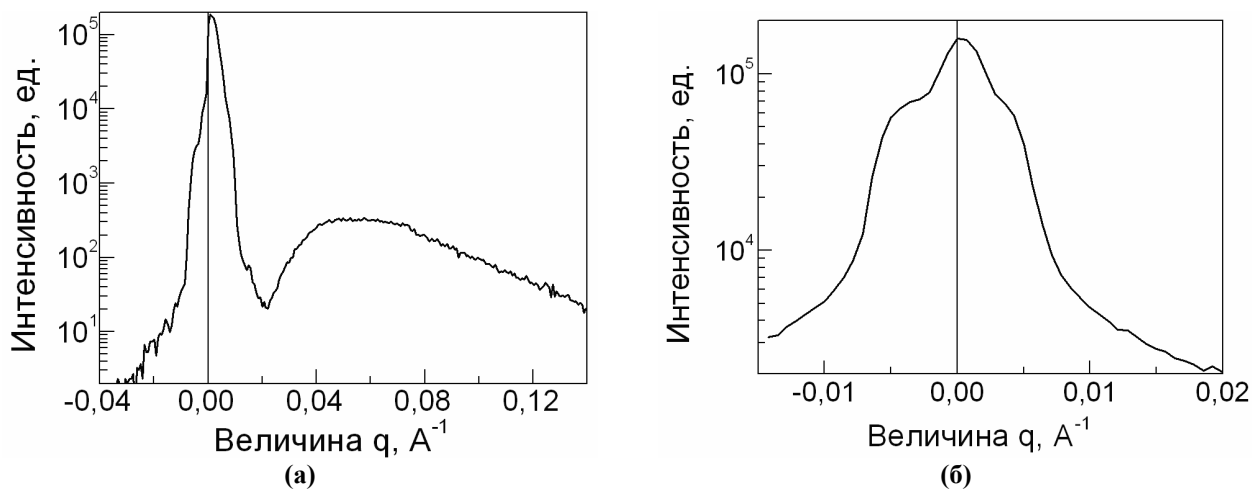


Рис. 2. Спектр МУРР образца АШ-1, зарегистрированный

(а) до деформации образца, (б) после деформации образца.

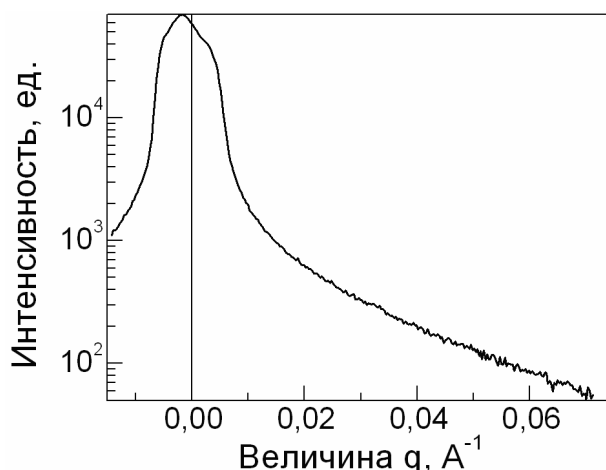


Рис 3. Спектр МУРР образца АШ-2.

Определено присутствие в образцах АШ структурных компонент с фрактальной размерностью от 1 до 2, что согласуется с гипотезой о покрытии зерен НА оболочкой наподобие луковой шелухи. В частности, для МУРР образца АШ-1 после деформации наблюдались степенные участки спектра, описываемые моделью Порода с показателями около 1.5 и 1.8, а обработка МУРР образца АШ-2 показала наличие у анализируемой кривой степенных участков с показателями 1.8 и 4. Согласно закону Порода, показатель 4 характерен для МУРР объемной дисперсной среды, в то время как показатели около 2 свидетельствуют о возможном наличии двумерной компоненты у анализируемого образца.

Для анализа спектра МУРР образца АШ-1 нами было предложено дополнить стандартную методику анализа МУРР процедурой Фурье-фильтрации малоугловых брэгговских пиков. Идея данной операции состояла в том, что к экспериментальным данным применялось Фурье-преобразование, затем полученный набор преобразованных данных был поделен на Фурье-образ стандартной интенсивности сигнала, а к результатам деления, в свою очередь, применялось обратное Фурье-преобразование. В результате этого процесса из широкого брэгговского пика исходного сигнала МУРР были выделены компоненты, отвечающие отдельным сверхструктурным межплоскостным расстояниям в образце. Эти величины оказались примерно равными 5 нм, 6.5 нм, 9 нм и 14.5 нм, что может соответствовать расстояниям между отдельными концентрическими оболочками предполагаемого луковичного покрытия.

Анализ МУРР образца АШ-2, в свою очередь, привел к выводу о возможном наличии в образце сверхструктуры с межплоскостными размерными значениями 150 ± 20 нм, что говорит о возможном образовании кластеров из частиц НА.

Выводы. Получены данные МУРР для двух образцов АШ. Результаты анализа полученных экспериментальных данных свидетельствуют в пользу гипотезы о существовании луковичных оболочек у зерен НА, уточнение которой проведено впервые с помощью двукратного Фурье-преобразования.

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотрудникам аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН за помощь и сотрудничество: Ининой И.С. (пРСА), Терновому А.Н. (СЭМ), Парамонову А.С. (масс-спектрометрия). Работа поддержана ОНЗ РАН-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василевская Т.Н., Захарченя Р.И. Структура нанокристаллической γ -модификации оксида алюминия, легированной катионами хрома (γ - Al_2O_3 : Cr), по данным рассеяния рентгеновских лучей под малыми и средними углами // ФТТ. 1996. Т.38. № 10. С. 3129–3143.
2. Иващевская С.Н. Влияние термообработки на процесс очистки алмазной шихты // ФКС-2011. Тез. докл. Гатчина: ПИЯФ, 2011. С. 73.
3. Кулакова И.И. Химия поверхности наноалмазов // ФТТ. 2004. Т. 46. № 4. С. 621–628.
4. Саввакин Г.И., Трефилов В.И. // ДАН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 99.
5. Barnard A.S., Sternberg M. Crystallinity and surface electrostatic of diamond nanocrystals // J.Mater. Chem., 2007. V. 17, P. 4811–4819.
6. Glatter O., Kratky O. (ed.) Small-Angle X-Ray Scattering. London: Academic Press, 1982. 516 p.
7. Redlich P., Banhart F., Lyutovich Y., Ajayan P.M. EELS Study of the Irradiation-Induced Compression of Carbon Onions and Their Transformation to Diamond // Carbon. 1998. V. 36. P. 561–563.

Путеводитель геологических экскурсий

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСКУРСИЯ ПЕТРОЗАВОДСК – КОНЧЕЗЕРО – МАРЦИАЛЬНЫЕ ВОДЫ – КИВАЧ – ГИРВАС – КУМСА

Составлено по материалам Голубева А.И., Куликова В.С., Куликовой В.В., Елисеева М.А., Светова С.А., Световой А.И., Назаровой Т.Н.

I. ПЕТРОЗАВОДСК – КОНЧЕЗЕРО – МАРЦИАЛЬНЫЕ ВОДЫ – КИВАЧ

Данный маршрут в основном проходит по тем местам, где в июне–июле 1856 года академик Григорий Петрович Гельмерсен – первый директор Геологического комитета России совершал свое первое путешествие по Олонецкой губернии (рис. 1). Целью его путешествия было посещение важнейших старых рудников и выявление перспективы их возможного использования, а также составление геогностической карты Олонецкого горного округа, центром которого являлся г. Петрозаводск.

В лопских погостах к западу от Онежского озера и в Заонежье рудное дело издавна было связано с выплавкой в домницах железа из болотной и озерной руды и его кузнечной обработкой, а также добычей самородной меди.

В царствование Алексея Михайловича новгородский гость Семён Гаврилов в 1666 г. нашел медную руду в Толвуйской волости и организовал выплавку. В 1669 г. иностранцы Марсели и Бутенант построили первый медеплавильный завод в Фоймогубской волости, затем два чугунолитейных и железоделательных заводов в Шуньгской и Толвуйской волостях (Кузин, 1961).

В 1701 г. металлургические заводы, принадлежавшие в Олонецком крае Бутенанту, были взяты в казну, поскольку они не могли справиться с поставкой орудий и снарядов для флота и армии в связи с начавшейся войной со шведами (1700–1721 гг.). Близость железной руды к театру военных действий заставили Петра I обратить особое внимание на Олонецкий край, где по его указу в 1702–1707 гг. были построены заводы (Кузин, 1961):

2. Александровский чугуно- и железоделательный завод с двумя домнами.
3. Повенецкий чугуноплавильный
4. Вичковский чугуноплавильный
5. Кончезерский меде- и чугуноплавильный.

6. Петровский чугуноплавильный и железоделательный, давший начало нашему городу, на гербе которого три молота свидетельствуют об изобилии руд и многих заводов.

Место для строительства завода в устье р. Лососинки выбрала экспедиция горного мастера Блюэра-Патрушева. Закладка завода состоялась в последние числа августа – начале сентября 1703 г. На том заводе в 4 домнах плавилась железная руда, делали литые пушки и прочих артиллерийских и адмиралтейских припасов, а также молотами делали железо прутковое (Балагуров, 1958).

Петровский медеплавильный завод (1755–1774)

«Петровский медеплавильный завод, построенный в конце 1754 – начале 1755 гг. в устье р. Лососинки (на месте одного из цехов старого Петровского завода), выплавлял медь из руд, добываемых в Воицком, Пергубском, Ондозерском, Койкарском, Каличеостровском и других рудниках» (Балагуров, 1958).

«Добытая [на Воицком руднике] ... медная руда перевозилась на Кончезерский, а позднее на Петровский медеплавильный заводы.

В ходе работы Воицкого рудника выяснилось, что вместе с медной рудой в забоях встречается небольшое количество золота. Ярцов писал, что в одной и той же кварцевой жиле совместно с медной рудой находили золото. Отдельные самородки достигали от 0,5 до 3 фунтов. Присланный из Берг-коллегии бергмейстер Шамшев организовал добычу золота параллельно с добычей медной руды» (Балагуров, 1958 г.).

За время работы Воицкого рудника (1742–1794 гг. с перерывами) было получено золота 4 пуда 24 фунта 68 золотников (около 74 кг) и выплавлено меди 6 379 пудов 22 фунта (более 102 т).



Рис. 1. Схема маршрута

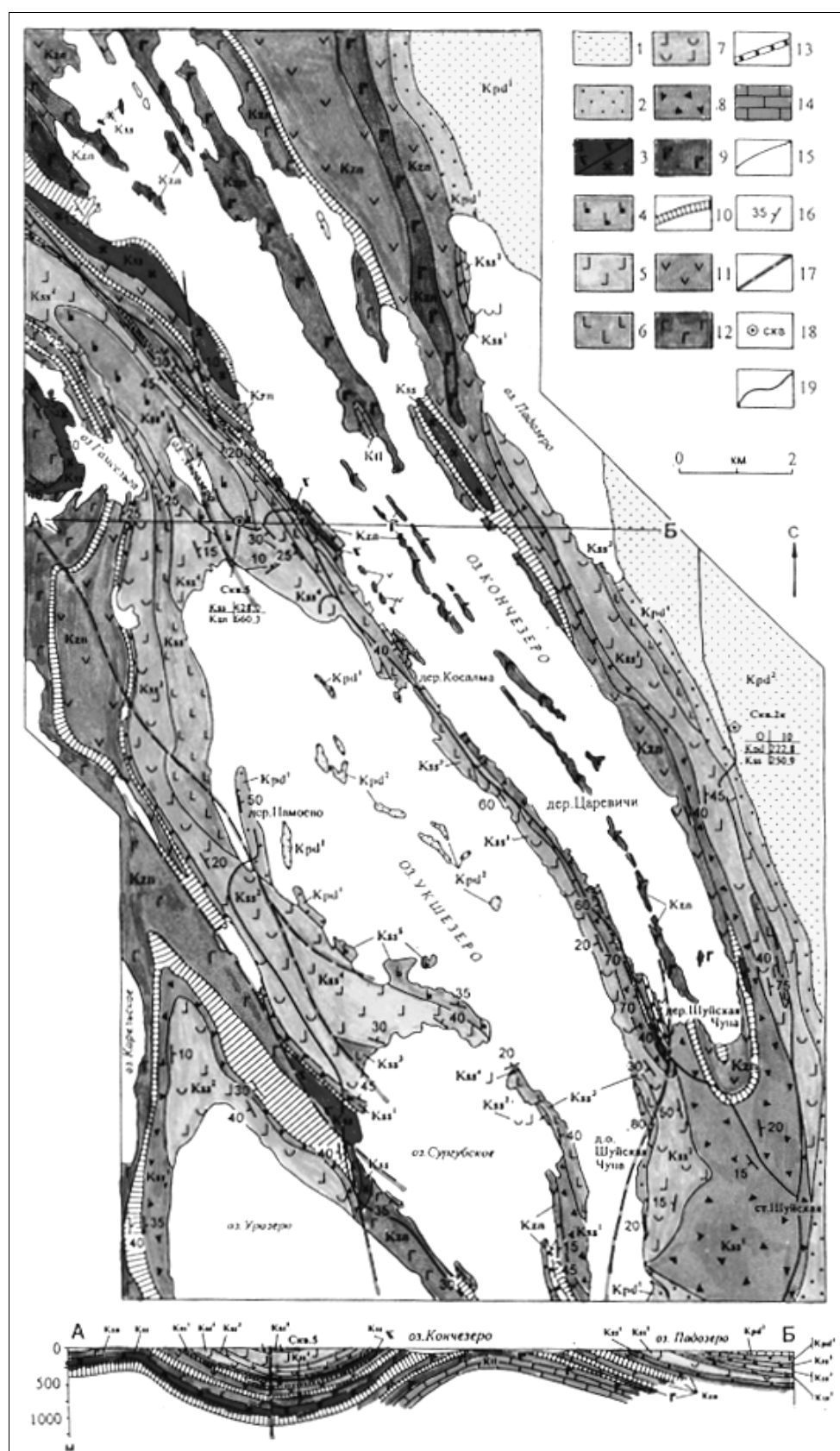


Рис. 2. Схема геологического строения района озер Кончезеро – Укшезеро (составили В.С. Куликов и Б.С. Лавров с использованием материалов КСЭ и ИГ Карельского НЦ РАН, 1997)

Карельский комплекс (палеопротерозой). Калевийский надгоризонт. Падосская свита: 1 – вторая пачка (Kpd^2) – ритмичное чередование аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в основании пачки – кварцевые песчаники; 2 – первая пачка (Kpd^1) – ритмичное чередование слоев алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников; в основании пачки – мелкогалечные конгломераты и грубозернистые кварцевые песчаники с кремнисто-гематитовыми линзовидными прослоями, залегающими на коре выветривания. Людиковийский надгоризонт. 3 – субвулканические образования суйсарской пикрит-базальтового комплекса (Kss) (а – меладолериты, габбро-долериты; б – перидотиты, пикриты). Суйсарская свита: 4 – пятая пачка (Kss^5) – переслаивание лавовых потоков массивных авгитовых мелабазальтов, лавобрекчий, частью миндалекаменных, туфов и единичных потоков базальтов; 5 – четвертая пачка (Kss^4) – переслаивание лавовых потоков массивных, частью миндалекаменных пикробазальтов, их лаво- и туфобрекчий с редкими потоками мелабазальтов, их лавобрекчий и прослоями туфов пикро- и мелабазальтов; 6 – третья пачка (Kss^3) – переслаивание лавовых потоков базальтов плагиоавгитовых массивных, частью миндалекаменных, их лавобрекчий с единичными потоками плагиоавгитовых андези- и трахибазальтов; 7 – вторая пачка (Kss^2) – переслаивание туфов и туффитов базальтовых и пикробазальтовых с лавами (редкие потоки) пикробазальтов; 8 – первая пачка (Kss^1) – переслаивание базальтовых туффитов, туфов с единичными потоками базальтов; в основании пачки – туфоконгломераты, мелкогалечные конгломераты, гравелиты; 9 – субвулканические силловые образования заонежского комплекса (габбро-долериты, долериты). Заонежская свита (Kzn): 10 – переслаивание туфов и туффитов пачек наблюдаемые и предполагаемые; 16 – залегание слоистости и напластование лавовых потоков; 17 – разрывные нарушения установленные; 18 – опорные буровые скважины и их номера; в колонке у скважины: слева индексы вскрытых геологических подразделений, справа – глубина залегания их подошвы; 19 – основные автодороги.

Александровский пушечно-литейный завод (ныне – ОАО «Онежский тракторный завод»)

Во время Северной войны 1700–1721 гг., которую Россия под водительством Петра I вела за выход к Балтийскому морю, исключительную роль сыграли заводы Олонецкого края, снабжая молодой российский флот и армию «...пушками, равных которым не было в Европе» (Васильевская, 1949). Пушки, отлитые на первом Петровском заводе участвовали и в Полтавской битве (по сообщению М.В.Тарасова). Со смертью Петра I пришли в упадок и Петровские заводы. Царь Петр завещал: «Для снабжения флота Российского артиллерией в предбудущие времена беречь неоценённую руду и леса для обжига угля...» (Васильевская, 1949).

При Петре I сооружались, главным образом, казенные заводы, а с 30-х годов начинают превалировать частные (партикулярные). В 1739 г. царским манифестом была провозглашена целесообразность развития частных заводов и началась раздача казенных заводов в частные руки. К 1751 г. Олонецкие заводы оказались в запущенном состоянии (Кузин, 1961). К началу 70-х годов XVIII в. в Олонецком крае существовали два казенных металлургических завода: Кончезерский чугуно-плавильный и Петровский медеплавильный заводы.

В январе 1772 г. президент Берг-коллегии М.Ф. Соймонов и бергмейстер А.С. Ярцов избрали место постройки нового Александровского пушечно-литейного завода на р.Лососинке выше Петровского медеплавильного завода. Проектировщиком, начальником поспешного строительства, которое вели ярославцы и олончане, был первый главный командир пушечного завода Аникита Сергеевич Ярцов. 13 октября 1774 г. была отлита первая пушка (до конца года – 15 штук). В 1776 г. заработала 4-я, самая большая домна. Образцами печей для А.С.Ярцова служили уральские древесноугольные печи, считавшиеся лучше английских (Балагуров, 1958). В 1775 г. было отлито 233 пушки. В доменных печах Александровского завода проплавлялась озёрная и болотная железная руда. В годы Крымской войны (1854–1856 гг.) завод сдал артиллерийскому ведомству – 865 орудий.

Геологические объекты

В южной части Петрозаводска Г.П. Гельмерсен осмотрел каменоломни горного камня у Каменно-го Бора. Теперь этот карьер песчаников и кварцитов петрозаводской свиты с возрастом около 1,8 млрд лет находится в черте города и добыча на нем «кварцевого песчаника» осуществлялась в основном для производства щебня.

В северной части города (пос. Соломенное – обруселое название пролива по карельски – Salmi) между озерами Логмозером и Онежским, обнажающиеся сглаженные ледником скалы «соломенской брекчии» – (туфы, лавобрекчии базальтов суйсарской свиты) использовались при сооружении Исаакиевского собора в Санкт-Петербурге для облицовки внутренних помещений.

Недалеко от имения Шуйское по старой почтовой дороге у оз. Укшезера академик обнаружил непосредственное залегание «кварцевого песчаника тождественного каменноборскому» на «соломенской брекчии» (рис. 2). Более доступными для экскурсантов являются вулканогенные образования заонежской и суйсарской свит палеопротерозоя в районе озер Кончезеро – Укшезеро. Г.П. Гельмерсен однозначно относил эти образования к докембрию, хотя позднее академик А.А. Иностранцев считал их палеозоем.

Объект 1. На участке Шуйская Чупа подстилающие суйсарскую свиту образования представлены верхней пачкой заонежской свиты, где наблюдается переслаивание нескольких лавовых потоков мощностью до 10 м андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов с туфогенно-осадочными породами, в которых встречаются линзы углеродсодержащих пород.

Своеобразным маркером этой пачки является покров мощностью около 10 м плагиофировых трахиандезибазальтов, который обнажается на СЗ окраины дер. Шуйская Чупа приблизительно в 100 м от берега оз. Кончезеро. Примечательной его особенностью являются наличие порфировых вкрапленников плагиоклаза (альбита?), составляющие до 30–40 % объема породы. Вкрапленники пластинчатой формы достигают размеров 2–3 см при толщине до 0,5 см.

В кровельной части наблюдаются миндалекаменные и подушечные текстуры, а также краснокаменные изменения. Химический состав приведен в таблице 1.

Таблица 1. Химические составы пород заонежского и суйсарского вулканических комплексов

Компоненты	1/99	2/99	3/99	4/99	5/99	6/99	7/99	8/99	9/99	10/99	11/99	12/99	113/99	14/15	15/99
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	53,18	53,60	48,56	51,90	47,18	48,10	45,65	44,39	50,16	44,26	41,31	46,97	46,82	46,04	52,04
TiO ₂	1,70	1,50	1,73	1,70	1,96	1,90	2,05	1,41	1,60	1,45	1,46	1,43	1,03	1,11	1,56
Al ₂ O ₃	16,76	16,13	12,78	11,38	12,67	12,41	8,76	9,12	10,39	10,60	10,12	8,58	7,63	6,01	13,05
Fe ₂ O ₃	3,30	1,90	1,68	2,52	1,22	1,63	3,05	2,38	1,79	1,97	2,36	1,97	2,53	2,05	2,00
FeO	5,75	7,90	8,47	7,62	10,42	9,91	8,86	9,41	8,01	10,06	9,97	9,40	9,19	9,62	9,48
MnO	0,120	0,114	0,175	0,188	0,174	0,175	0,178	0,158	0,124	0,169	0,184	0,157	0,163	0,188	0,114
MgO	3,20	3,51	10,19	8,84	9,99	9,74	16,46	16,29	13,48	16,38	19,93	18,26	19,27	20,61	10,36
CaO	7,14	6,93	7,65	8,09	8,52	8,45	7,45	8,78	5,86	6,93	6,39	6,25	5,77	7,65	1,52
Na ₂ O	3,14	3,56	1,94	4,19	2,33	2,67	0,85	1,00	2,36	1,09	0,43	0,33	0,06	0,08	0,04
K ₂ O	2,74	2,14	1,83	0,06	0,91	0,84	0,47	0,03	0,34	0,35	0,01	0,05	0,01	0,016	3,07
H ₂ O	0,34	0,18	0,39	0,60	0,17	0,22	(1,17)	(0,77)	0,58	0,50	(0,66)	(0,72)	0,50	0,50	0,35
п.п.п.	2,35	2,20	4,13	2,40	3,78	3,58	5,67	6,82	4,73	6,04	7,34	6,30	6,74	5,87	6,04
P ₂ O ₅	0,28	0,29	0,26	0,21	0,27	0,24	0,28	0,22	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,17	0,26
Сумма	100,04	99,95	99,78	99,81	99,59	99,87	99,73	100,00	99,79	99,97	99,77	99,89	99,89	99,91	99,88
S	0,07	0,18	0,04	0,09	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,13	<0,01	н/обн.	н/обн.	0,06	<0,01	0,09

Примечание. Дер. Шуйская Чупа: 1-2 – плагиоклазовые порфировые трахиандезибазальты; дер. Царевичи: 3-6 – мелабазальты; 7-12, 14 – пикробазальты; 13 – пелитовый туф пикробазальтов; 15 – пелитовый туф мелабазальтов.

На участке Шуйская Чупа выше описанного покрова в переслаивании с туфогенно-осадочными породами встречено еще 3 лавовых покрова заонежской свиты.

Опорный разрез вышележащей суйсарской свиты мощностью 389 м района Кончезера-Укшезеро (Кончезерская вулканическая зона) установлен по керну скв. 5, пробуренной Карельской ГЭ в 420 м к ЮВ от оз. Ангозеро. В этом разрезе В.С. Куликовым, Б.С. Лавровым (1999) выделены 5 пачек вулканогенных пород, различающихся по химическому составу (снизу вверх): первая – базальтовая (< 9 % MgO), вторая – мелабазальтовая (9–14 % MgO) – пикробазальтовая (14–24 % MgO), третья – базальтовая (с единичными потоками андезибазальтов и трахиандезибазальтов), четвертая – мелабазальт-пикробазальтовая, пятая – мелабазальтовая.

Участникам экскурсии представляется возможность ознакомиться с породами, слагающими первую (дер.Шуйская Чупа) и вторую (дер.Царевичи) пачки (рис. 2).

На первом участке у юго-западной обочины автодороги Петрозаводск-Гирвас залегает т.н. переходная пачка туфогенно-осадочных образований, в которой встречен горизонт (0,5–1,5 м) со слоями (2–3) грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты). Обломочный материал в них представлен в основном вулканитами и осадками заонежской свиты (плагиобазальты, андезибазальты, шунгиты и др.) Данный горизонт В.С. Куликовым принимается за базальный слой суйсарской свиты. Подобный горизонт псефитов в основном суйсарской свиты встречен в опорной скважине № 5, а также на других участках развития первой пачки свиты (п.Соломенное, аэродром «Пески», оз.Карельское, оз.Сургубское, дер.Тернаволок, о.Суйсарь и др.).

Разрез первой пачки суйсарской свиты характеризуется фациальной изменчивостью по площади. На участке Шуйская Чупа данная пачка представлена туффитами основного состава (0,5–1,5 м) и туфами (брекчиями) афировых базальтов (более 20 м), которые можно наблюдать выше конгломератов по склону гряды, тянущейся на СЗ вдоль автодороги Петрозаводск – Гирвас. Падение пород на ЮЗ под углами 45–80°.

Объект 2. Вторая пачка суйсарской свиты наиболее полно представлена на участке Царевичи, где ее мощность составляет более 100 м и она слагает практически весь перешеек между озерами Кончезеро-Укшезеро. Название Царевичи связано с Петром I, который при своих поездках из Петербурга на курорт «Марциальные воды», делал здесь остановки для краткого отдыха. В честь этого события у северной обочины дороги установлена часовня (рис. 3).

Низы пачки представлены тремя потоками авгитовых мелабазальтов (9–13 % MgO), переслаивающихся с аналогичными туфами, которые обнажаются на кончезерской стороне перешейка. Укшезерская сторона перешейка образована несколькими слоями туфов, пикробазальтов и маломощными (до 3–5 м) потоками массивных пикробазальтов. Породы падают на ЮЗ под углами 40–60°.

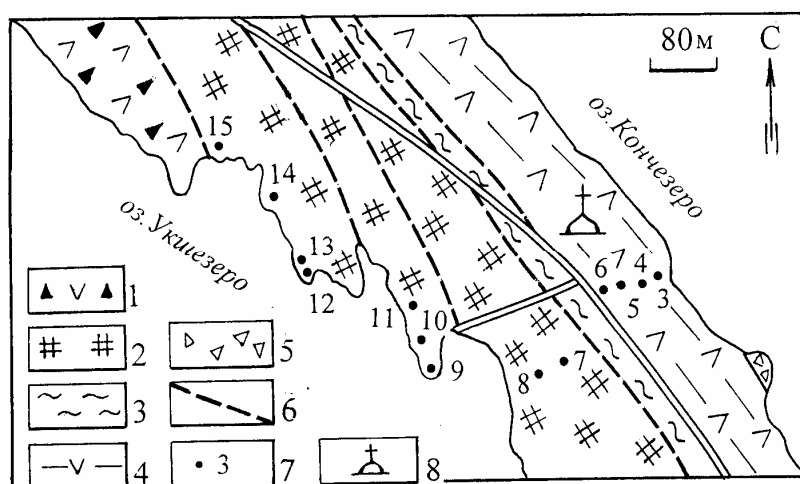


Рис. 3. Схема геологического строения дер. Царевичи

1 – плагипроксеновые базальты и их брекчин; 2 – пикробазальты и их брекчин; 3 – туфиты; 4 – мелабазальты и их брекчин; 5 – туфы базальтов; 6 – геологические границы; 7 – номера проб (табл.1); 8 – часовня.

Пикробазальты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками авгита и оливина, замещенного вторичными минералами. Эти лавы содержат до 16–19 % MgO. (табл. 1). Взаимоотношения лав и туфов наблюдаются у уреза воды на берегу Укшезера.

Основные вулканы третьей пачки суйсарской свиты можно наблюдать вдоль дороги Петрозаводск-Гирвас на участке Косалма (севернее окраины деревни) и горе Сампо.

Четвертая и пятая пачки свиты обнажаются вдоль отворота дороги на оз. Ангозеро (4 км к С от д. Косалмы), где они слагают ядро Укшезерской синклинали с субгоризонтальным залеганием пород.

Объект 3. После переезда участники экскурсии прибывают в район поворота дороги на Кончезеро для ознакомления с породами Кончезерского перидотитового массива – интрузивного аналога суйсарских вулканических образований. Перидотитовое тело пластово-секущее, мощностью от первых десятков метров на выклинивании до 100–200 м в центральных частях массива. Для интрузии характерно наличие зон закалок в непосредственных контактах, эндоконтактовых пикритовых оторочек в кровле и подошве и асимметрия внутреннего строения.

Знакомство с разрезом Кончезерского массива проводится в зоне дробления и брекчирования вмещающих пород, где пластообразная форма тела сменяется секущей с весьма сложными контурами в плане (рис. 4). Химические составы пород по разрезу приведены в таблице 2.

Таблица 2. Химические составы пород Кончезерского перидотитового массива

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,30	42,02	44,69	42,90	40,29
TiO ₂	2,04	1,33	0,76	1,17	0,70
Al ₂ O ₃	10,62	8,49	5,91	7,63	4,91
Fe ₂ O ₃	2,14	2,81	4,01	3,21	5,35
FeO	9,95	10,11	7,36	9,16	6,92
MnO	0,15	0,27	0,19	0,24	0,19
MgO	11,36	19,13	22,14	20,13	27,54
CaO	8,22	8,91	8,72	8,84	5,58
Na ₂ O	2,64	0,30	0,16	0,26	0,08
K ₂ O	1,00	0,15	0,02	0,10	0,01
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,10	0,15	0,10
nnn	3,45	5,79	5,71	5,76	7,75
NiO	0,057	0,097	0,16	0,12	0,20
CoO	0,007	0,013	0,012	0,013	0,015
CuO	0,013	0,008	0,0015	0,006	0,006
Cr ₂ O ₃	0,143	0,20	0,27	0,23	0,29
V ₂ O ₅	0,09	0,05	0,04	0,05	0,037
сумма	99,50	99,85	100,22	99,92	99,97
H ₂ O	0,67	0,45	0,85	0,57	0,75
Кол-во анал.	1	4	2	6	7

Примечание. 1 – мелабазальт в непосредственном контакте. 2 – пикриты нижнего контакта в зоне 0,8–6,5 м от контакта. 3 – пикриты верхнего контакта. 4 – средний пикрит верхнего и нижнего контактов. 5 – серпентинит по верлитам.

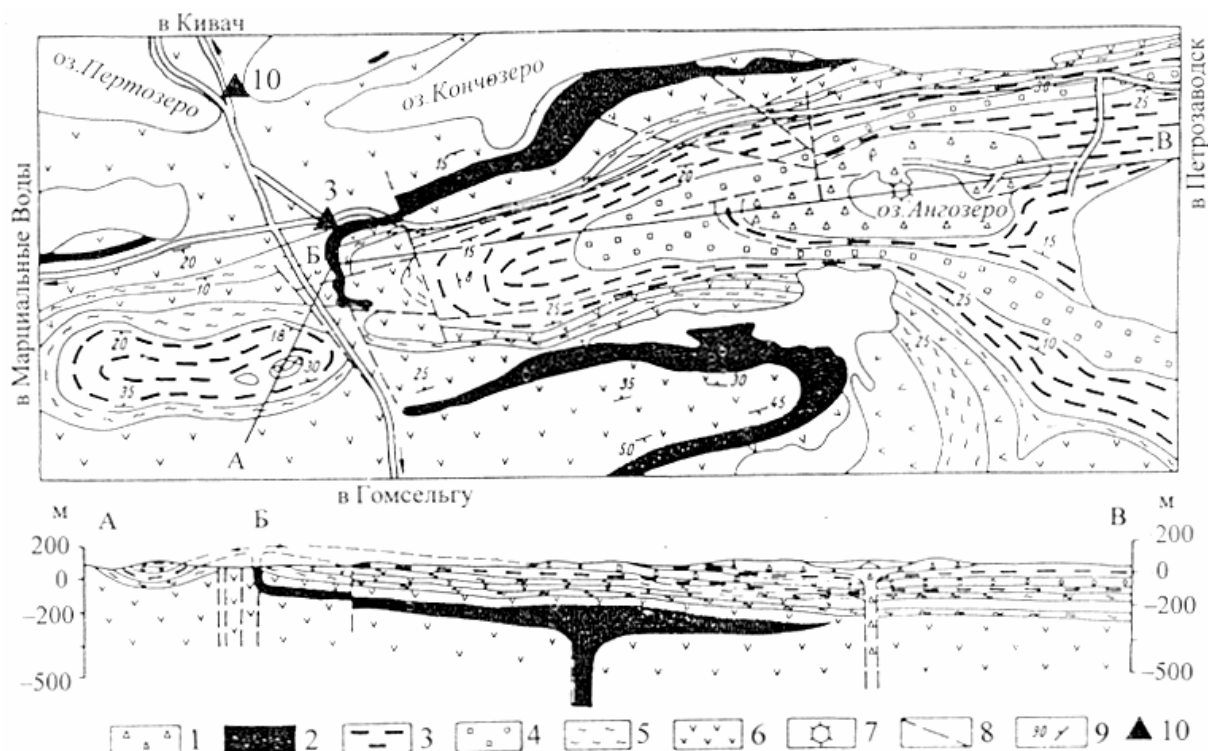


Рис. 4. Кончезерский перидотитовый силл (по Куликову В.С., Слюсареву В.Д. и Кочневу-Первухову В.И., 1976).

1 – пироксеновые мелабазальты; 2 – перидотиты и пикриты; 3 – мелабазальты и пикритовые базальты с прослоями туфов и туффитов; 4 – пироксен-оливиновые пикробазальты; 5 – туфы, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы; 6 – базальты переслаивающиеся с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 7 – предполагаемый нект Ангозерского маара; 8 – разломы; 9 – слоистость; 10 – реликты Кончезерского завода.

В 60 м южнее дороги в расчистке, хорошо виден на протяжении до 20 м непосредственный контакт массива, почти под прямым углом пересекающий пологозалегающие туфогенно-осадочные породы. В плане линия контакта извилистая, плоскость имеет крутое падение. В строении эндоконтактной зоны массива выделяется собственно зона закалки в непосредственном контакте и сменяющая ее зона пикритов. Зона закалки мощностью 4–6 см представлена метаморфизованным мелабазальтом с незначительным содержанием (10–12 %) кристаллической фазы. Последняя представлена мелкими зональными и сдвойникованными изометричными и пластинчатыми кристаллами клинопироксена ряда авгита и пластинчатого плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована и представлена агрегатом мельчайших кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и бурого хлорита. В зоне закалки отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород размером от 1 мм до 1 см. Ороговикование ксенолитов выражено в появлении по их периферии мелких кристаллов клинопироксена.

Зона закалки постепенно переходит в метаморфизованную зону пикритов мощностью до 10–15 см. Этот переход сопровождается резким увеличением содержания вкрапленников пироксена, плагиоклаза и появлением хлоритовых и серпентин-хлоритовых и серпентиновых псевдоморфоз по вкрапленникам оливина. Содержание вкрапленников увеличивается от 5–12 до 25–30 %, а первично-стекловатая масса постепенно переходит в мелко- и среднезернистую. Пикритовая зона насыщена ксенолитами вмещающих пород размером от мельчайших обломков до крупных глыб, ориентированных параллельно контакту. Изредка встречаются ксенолиты инородных пород (габброидов), принесенных магмой с более глубоких горизонтов. Ксенолиты по периферии слабо ороговикованы. В зоне пикритов встречаются многочисленные и более поздние прожилки мелабазальтов, рассекающие зону закалки и выходящие во вмещающие породы. Эндоконтактные пикриты за счет довольно быстрого увеличения содержания оливина (серпентинитовые псевдоморфозы) переходят в серпентиниты по верлитам. Внутреннее строение перидотитовой зоны неоднородно. Сразу же после пикритов следует 40–60-метровая кумулятивная зона, обогащенная крупными (4–5 мм) порфировыми корродированными зернами оливина, реже идиоморфного клинопироксена. По направлению к кровле массива содержание оливина и размер его зерен уменьшаются, типичны бластопойкилитовые структуры, где мелкие зерна оливина (14–16 % f_{O_2}) пойкилитически включены в крупные кристаллы клинопироксена, появляется хлоритизированный плагиоклаз и биотит. Висячем боку перидотиты переходят в метаморфизованные эндоконтактные пикриты.

Определены изотопный Sm-Nd возраст минералов и Pb-Pb возраст пород Кончезерского силла, который составляет соответственно 1975 ± 24 и 1980 ± 57 млн лет и хорошо согласуется с геологическими данными (Суйсарский ..., 1999). Далее участники экскурсии продолжают свой путь по автомагистрали Петрозаводск-Гирвас в направлении курорта Марциальные Воды, где знакомятся с Музеем Петра I и источниками минерализованных марциальных вод.

Объект 4. Марциальные воды – первый русский курорт, основанный 20 марта 1719 г. Минеральные источники Марциальных вод были открыты приписным крестьянином, рабочим Кончезерского медеплавильного завода Иваном Рябевым в 1714 г. О своем открытии он сообщил директору Олонецких горных заводов Генину, а тот в свою очередь написал об этом Петру I. Петр I поручил придворному врачу лейб-медику Л.Л.Блюментросту произвести в 1717 г. изучение минеральных источников. Около источников были построены придворная церковь и сооружение, для приезжающего сюда в 1719, 1720, 1722 и 1724 гг. вместе со своей семьей Петра I.

Петр I. здесь, на курорте, в 1724 г. отредактировал Указ об учреждении Санкт-Петербургской Академии наук и художеств ныне Российской Академии наук.

Минерализованные воды источников, содержащие большое количество активного железа, были названы после их первого изучения «Марциальными» в честь Марса – бога войны и железа. По данным А.В. Иешинной марциальные воды относятся к сульфатному типу и формируются в нижней гидрогеохимической подзоне. Минерализация их изменяется от 0,27 до 0,67 г/л, состав – от гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-кальциево-железистого до сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-железисто-кальциевого (табл. 3). Концентрация железа составляет 16–87 мг/л. Принадлежность вод к нижней гидрогеохимической подзоне подтверждается как повышенной минерализацией вод, так и составом растворенных газов, в которых отсутствует кислород. При общем газосодержании 60–80 мг/л (повышенном по сравнению с фоном) в них преобладает CO_2 (72–76 об. %) и азот (22–26 об. %). По содержанию активного железа и дебиту марциальные воды занимают одно из первых мест среди железистых вод в России. В лечебных целях эти воды могут применяться при заболеваниях крови, желудка, печени, почек и при болезнях обмена веществ. Кроме марциальных вод, здесь широко распространены лечебные грязи в оз. Габозере, Лечебная грязь обладает противовоспалительным, спазмолитическим, обезболивающим, рассасывающим действием и используется при лечении болезней периферической нервной системы, органов движения, хронических воспалительных заболеваний.

Таблица 3. Химический состав минеральных вод курорта Марциальные воды

Компоненты и показатели	Единица измерений	Скв.1	Скв.2	Скв.3	Скв.4
HCO_3	мг/л	96,3	122,6	108,6	134,2
SO_4	То же	80,7	224,8	261,1	343,7
Cl	«	1,0	1,0	1,1	1,1
NO_3	«	–	–	–	–
F	«	0,2	0,2	0,2	0,2
Na	«	3,0	4,5	4,5	5,5
K	«	2,3	4,6	5,0	5,7
Ca	«	24,0	39,0	34,0	49,0
Mg	«	14,6	44,4	37,7	45,6
Fe^{2+}	«	16,0	31,0	56,0	76,9
Fe^{3+}	«	Следы			
Mn	«	0,4	0,8	1,0	1,0
H_4SiO_4	«	4,0	10,4	16,6	18,6
Минерализация	«	242,5	482	525,8	681,5
H_2PO_4	мкг/л	–	–	35	35
Al	То же	13	30	25	20
Cu	«	9	23	34	47
Zn	«	13	100	72	150
Co	«	2,5	3,7	4,8	10
Sr	«	43	46	72	100
Ni	«	6	46	72	15
Li	«	10	40	20	20
pH	«	6,6	6,4	6,3	6,3

Примечание. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с.

С 1964 г. на базе марциальных вод и габозерских грязей здесь функционирует санаторий «Марциальные Воды».

Марциальные источники связаны с выходом на поверхность грунтовых самоизливающихся трещинных вод, дренирующих толщу вулканогенно-осадочных пород (черные шунгитсодержащие сланцы, туфосланцы,

туфы, базальты массивные и миндалекаменные, габбродолериты), разбитых зоной вертикально падающего разлома, проходящего от оз. Кончезера, вдоль котловины оз. Габозера и далее на северо-запад по юго-западному берегу оз. Мунозера. Обнажения шунгитовых сланцев можно наблюдать в канавах и котловине строящегося нового корпуса санатория.

Затем экскурсанты направляются в сторону заповедника Кивач. Проезжая по деревне Кончезеро, можно наблюдать сохранившиеся развалины Кончезерского завода.

Кончезерский медный завод (1706–1905 гг.)

В одном из самых живописных мест Карелии, на перешейке, отделяющем вышележащее озеро Пертозеро от Кончезера, в начале XVIII в. (одновременно с Петровским) был возведен Кончезерский завод для выплавки меди, добывавшейся на берегу оз. Пертозера и чугуна из озёрных руд оз. Кончезера и близлежащих озёр. На Кончезерском заводе в 1716 г. получено 152 пуда меди (шла на монеты), в 1719 – 13 тыс. пудов чугуна. В 1754 г. выплавка меди на заводе прекращена. В 1905 г. завод был закрыт.

К началу 70-х годов XVIII в. в Олонецком крае существовали два казенных металлургических предприятия: Петровский медеплавильный и Кончезерский чугуноплавильный.

В начале 80-х годов стала ясной необходимость расширения мощности Олонецких горных заводов.

В 1808 г. резко увеличились заказы военно-морского ведомства на корабельный балласт с 60 тыс. пудов до 150 тыс. пудов и в 1809 г. доменные печи Кончезерского завода стали выплавлять чугун. Общее количество выплавленного чугуна на Кончезерском заводе в 1794–1850 гг. составило 2 899 339 пудов.

Объект 5. Водопад Кивач. Он находится в центре одноименного заповедника федерального уровня. Государственный заповедник «Кивач» был организован в 1931 году с целью охраны и восстановления эталонного участка среднетаежной подзоны европейской части России. В нем на протяжении десятилетий ведутся комплексные и мониторинговые исследования.

Основную ценность заповедника площадью 10 870 га представляют спелые хвойные леса: сосняки – 42 %, ельники – 32 %, вторичные древостои – более 20 %. В большом числе встречаются широколиственные деревья – вяз шершавый, липа, черная ольха. Средний возраст лесов – 120 лет, при возрасте отдельных сосен 300–350 лет. Флора насчитывает более 580 видов сосудистых растений и 193 вида листостебельных мхов. Зарегистрировано 268 видов наземных позвоночных, 24 вида рыб, 977 видов насекомых. Некоторые виды растений и птиц занесены в Красные книги России и Карелии. Геологическое строение территории заповедника еще слабо изучено. Проведенные авторами в 1997–98 гг. рекогносцировочные геологические исследования на территории, примыкающей к водопаду Кивач, позволили составить схематическую карту участка (рис. 5).

Он расположен на северо-западном крыле крупной Кончезерской антиклинали, сложенном осадками и вулканитами заонежского и суйсарской свит, которые прорываются габбро-долеритами и долеритами палеопротерозоя, изотопный возраст которых пока не определен.

Породы полого под углами 10–15° падают на ВСВ, только в зонах разломов углы падения становятся более крутыми.

Среди пород заонежской свиты преобладают шунгитовые сланцы, кремнистые сланцы и пелиты, реже наблюдаются лавы базальтов и андезитов. Суйсарская свита представлена туфами базальтов, среди обломочного материала наиболее широко представлены глыбы и остроугольные обломки шунгитовых и кремнистых сланцев заонежской свиты. Пачка суйсарских туфов прослежена вдоль р. Суны на расстоянии более 2,5 км.

Преобладающее распространение на участке имеют габбро-долериты. Выделены 3 крупных тела, которые в зависимости от положения относительно р. Суны получили название Левобережный, Правобережный и Водопадный (рис. 5). Каждый из этих силлов имеет мощность в раздувах до 100 м.

Эти силлы различаются по химическому составу, главным образом, по содержанию железа, кальция и титана (табл. 4) и вероятно, по возрасту.

Наибольшее внимание экскурсантов привлекает Водопадный силл, именно на нем расположен водопад Кивач. Название Кивач, вероятно, происходит от финского слова «Киви» – камень. До постройки в предвоенное время Гирвасской ГЭС и отвода воды реки Суны в другую водную систему (оз. Сандал) этот водопад был весьма величествен. Он является вторым по высоте падения воды (11 м) среди равнинных водопадов Европы.

Участники экскурсии могут наблюдать зону дробления в теле габбро-долеритов субмеридионального направления совпадающую с руслом р. Суны и в ее пределах зонки милонитизации. На левом берегу в 10–20 м от русла реки среди долеритов наблюдается шаровая отдельность, природа которой дискуссионна: или это подушечная отдельность, типичная для базальтов, изливающихся в водоемы, или специфическая отдельность, возникающая при выветривании массивных пород. Если при дальнейшем исследовании подтвердится 1-й вариант, тогда следует считать данное тело не силлом, а крупным лавовым покровом. Данное магматическое тело основного состава дифференцировано, имеет более меланократовый состав в подошве (правый берег) и мезократовые в кровле (левый берег). В зоне дробления породы имеют бурую окраску и повышенное содержание окисного железа (табл. 4).

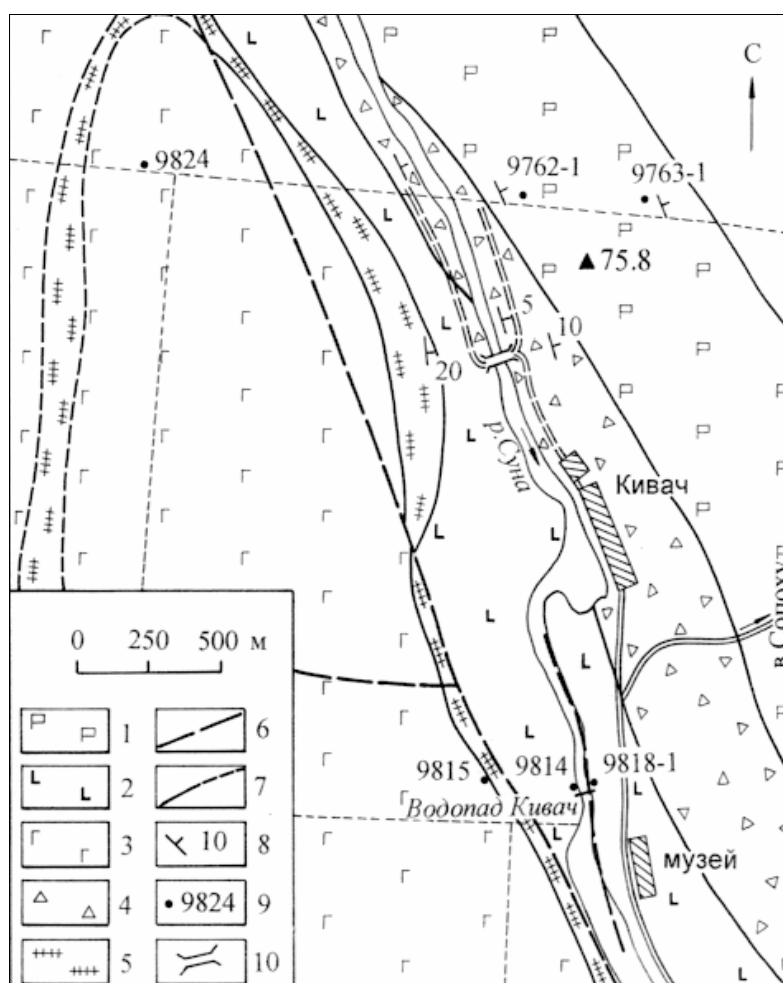


Рис. 5. Схема геологического строения участка Кивач (В.С.Куликов, В.В.Куликова, 1998 г.)

1 – габброиды Левобережного силла; 2 – габбро, феррогаббро, долериты Водопадного силла; 3 – габброиды Правобережного силла; 4 – туфы, туфоконгломераты суйсарской свиты; 5 – шунгитовые и другие сланцы заонежской свиты; 6 – разломы; 7 – границы тел, пачек; 8 – наклонное залегание пород; 9 – номера проб на табл.4; 10 – висячий мост.

Таблица 4. Химические составы габбро-долеритов участка Кивач

Компо- ненты	Водопадный Силл			Левобережный силл		Правобережный силл	
	98141	9818	9818-1	9762-1	9763-1	98141	9815
SiO ₂	48,69	48,46	51,56	47,84	48,92	46,60	50,16
TiO ₂	1,87	2,69	2,49	1,17	1,17	3,01	1,46
Al ₂ O ₃	12,79	11,37	11,68	14,45	14,45	12,22	13,73
Fe ₂ O ₃	5,72	8,04	4,24	2,08	2,74	4,38	2,60
FeO	8,97	9,44	12,13	9,12	9,63	14,25	11,21
MnO	0,29	0,20	0,25	0,19	0,20	0,24	0,20
MgO	6,47	5,72	4,38	8,22	6,57	5,34	6,58
CaO	8,15	5,35	3,76	10,15	10,29	8,89	5,72
Na ₂ O	2,23	2,38	3,38	2,08	2,20	2,29	1,81
K ₂ O	0,80	1,48	1,14	0,50	0,27	0,76	1,20
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,54	0,14	0,16	0,25	0,19
nnn	3,25	4,09	3,85	3,05	3,07	1,65	4,42
NiO	0,010	0,005	0,004	0,020	0,010	0,006	0,012
CoO	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007
CuO	0,024	0,027	0,087	0,007	0,011	0,019	0,029
Cr ₂ O ₃	0,013	0,003	0,003	0,017	0,020	0,003	0,017
V ₂ O ₅	0,080	0,067	0,022	0,040	0,062	0,117	0,053
Сумма	99,62	99,59	99,54	99,59	100,04	100,20	99,71

Академик Г.П. Гельмерсен в годы своего путешествия в Олонецкой губернии интересовался «исполиновыми котлами» – это различных размеров округлые углубления на поверхности обнажений горных пород в речных руслах и прибрежной части водоемов. Такие углубления с овальным дном и гладкими стенками похожи на банные чугунные котлы. Размеры их порой достигающие нескольких метров в диаметре, навели на мысль об огромных, исполинских усилиях, затраченных на их образование. Отсюда и появилось название «исполиновые котлы» (Соколов, Эрте, 1984). В Фенноскандии, где они имеют широкое распространение, бытовали предания, согласно которым творцами «котлов» были мифические великаны – ятулы, якобы населявшие этот край.

Г.П. Гельмерсен наблюдал эти котлы в районе Хельсинки, на Ладожском озере, а в Олонецком крае, «во многих местах видел условия для их возникновения, так например, прекрасные водопады Кивач, Порпог, Гирвас, а котлов не встречал».

В те времена вода на р. Суне была очень велика и исполиновые котлы, которые сейчас можно наблюдать на Киваче, очевидно были скрыты от глаз наблюдателя водным потоком. В настоящее время наиболее крупный котел установлен в русле реки у левого берега на 2-м каскаде водопада.

Кроме геологических объектов, участники экскурсии могут посетить музей заповедника «Кивач» и более детально ознакомиться с его достопримечательностями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балагуров Я.А. Олонецкие горные заводы в дореформенный период.-Гос.изд-во КАССР, Петрозаводск, 1958, 211 с.
2. Васильевская О.И. Из истории первых лет Александровского (ныне Онежского) завода.-Изв.К-Филиала АН СССР, 1949. № 3. С. 58–73.
3. Кузин А.А. История открытия рудных месторождений в России. – Изд-во АН СССР, М., 1961. 360 с.
4. Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И., Кравченко А.Н. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклиория // Интрузивные базит-гипербазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 98–109.
5. Соколов В.А., Эрте Г.А. Академик Г.П. Гельмерсен в Карелии. – Петрозаводск, Карелия, 1984. 64 с.
6. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология. – Петрозаводск, 1999. 96 с.

II. ГИРВАС – МЕДВЕЖЬЕГОРСК

ЯТУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Введение.

Одну из примечательных геологических особенностей Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы (Рис. 6), в которых до половины объема приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным плато-базальтам – траппам.

В региональной стратиграфической шкале ятулийский надгоризонт нижнего протерозоя Карелии, соответствующего карелидам или палеопротерозойской Карельской супергруппе следует за сариолийским и предшествует людиковийскому надгоризонту. С резким угловым и стратиграфическим несогласием, с корой химического выветривания в подошве, ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя.

Разрезы ятулия имеют трёхчленное строение, терригенные и терригенно-карбонатные в основании и вулканогенные в кровле. Пары толщ различной мощности трижды повторяются, соответствуя нижнему, среднему и верхнему ятулию Карелии. В разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатами, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерма, в верхней части ятулийского разреза.

Установлено, что вулканогенные толщи венчают регрессивные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах, что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря.

Ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами людиковия, отличающегося широким распространением углеродсодержащих (шунгитовых) черных сланцев. В составе людиковийского надгоризонта выделены заонежский и суйсарский горизонты. Лавы и субвулканические интрузии заонежского горизонта близки ятулийским и также относятся к трапповой формации. Суйсарский горизонт в стратотипическом разрезе представлен толщей, сложенной лавами и туфами, включающими высокомагнезиальные базальты и пикриты.

Длительность ятулийского периода оценивается примерно в 200 млн лет от 2.30 до 2.08 или от 2.22 до 2.06.

Цель экскурсии по данному маршруту – знакомство с разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и субвулканическими образованиями ятулия нижнего протерозоя Центральной Карелии (рис. 6).

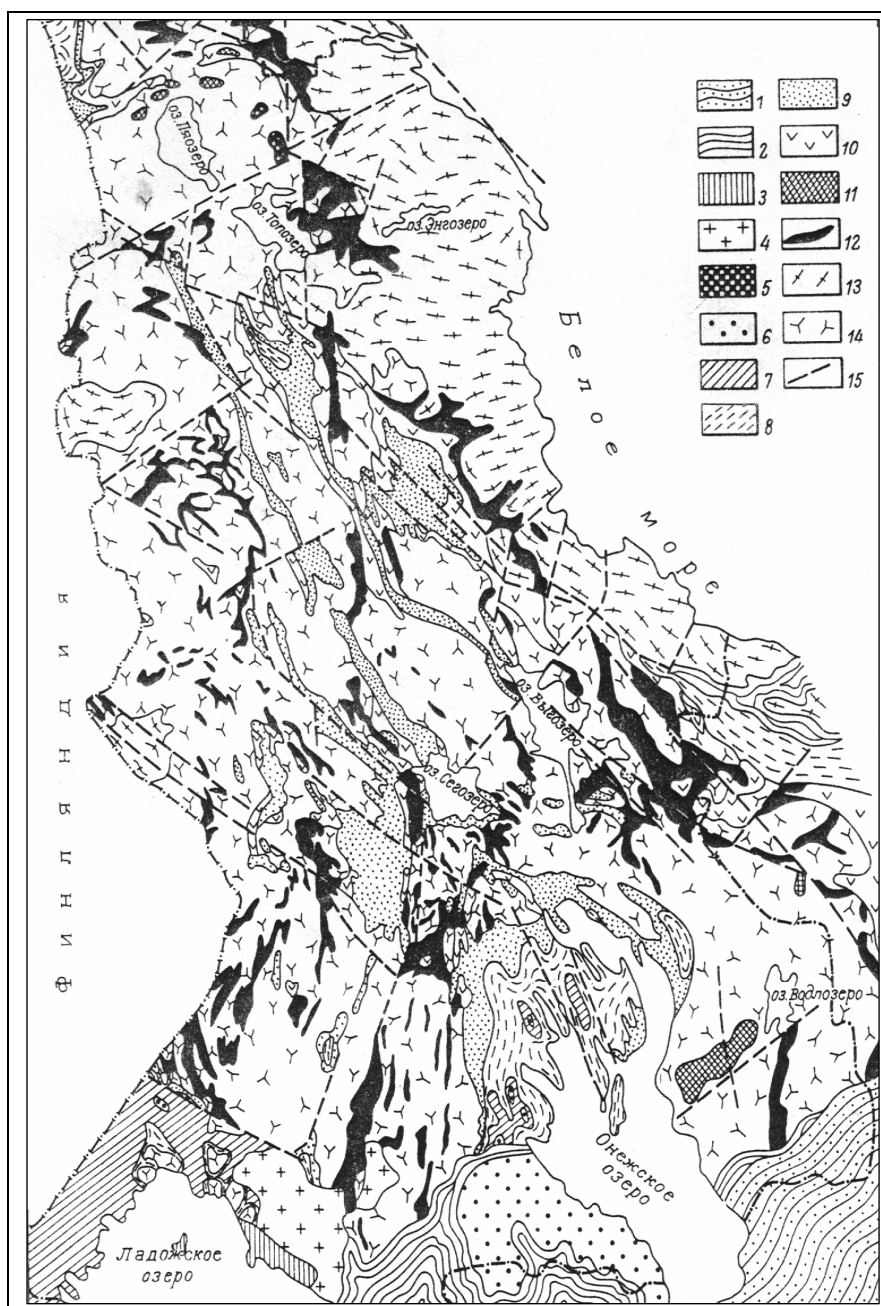


Рис. 6. Схема геологического строения Карелии (Геология Карелии, 1987)

Палеозой: 1 – каменноугольная и девонская системы. Верхний протерозой: 2 – венд, 3 – средний рифей, 4 – анортозит-рапакивигранитная формация. Нижний протерозой – карелий: 5 – ультрамафит-габбро-щелочная формация: надгоризонты: 6 – вепсский, 7 – калевийский, 8 – людиловский, 9 – ятулийский, 10 – сумийско-сариолийский; 11 – перидотит-габброноритовая формация. Архей: 12 – лопийский ЗП, 13 – беломорский комплекс; 14 – нерасчлененные образования архея; 15 – разломы.

Объект I. Начало осмотра с правой стороны дороги, не доезжая до р. Суны, у пос. Гирвас, где устанавливаются разобщенные выходы нижнеятулийских светлоокрашенных кварцевых конгломератов, крупнозернистых до гравелитов кварцито-песчаников, протягивающихся в виде полосы, окаймляющей выходы сариолийских конгломератов, параллельно южному борту долины р. Суны.

Объект 2. Вышезалегающие нижнеятулийские эффузивы установлены по обе стороны дороги и выходят вдоль всего южного (правого) борта долины р. Суны. (Рис. 7)

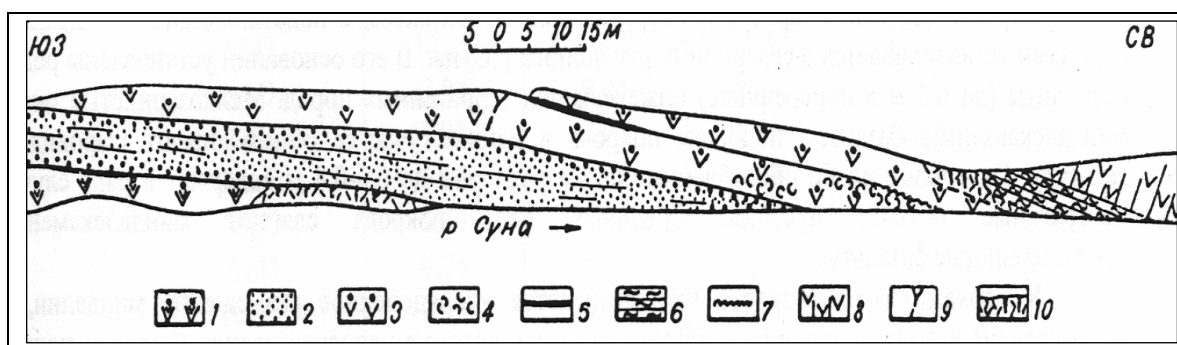


Рис. 7. Геологический разрез по левому берегу каньона р. Суны (пос. Гирвас)

Нижний ятулий: 1 – базальты миндалекаменные. Средний ятулий: 2 – кварцевые конгломераты, гравелиты, грубозернистые кварцито-песчаники; 3 – базальты миндалекаменные; 4 – шаровые лавы миндалекаменных базальтов; 5 – линзы яшмовидных силицитов; 6 – туфы, содержащие прослойки с лапиллями; 7 – лавовый язык течения в кровле покрова; 8 – столбчатая отдельность в лавах; 9 – фумарольный канал; 10 – делювиальные осыпи.

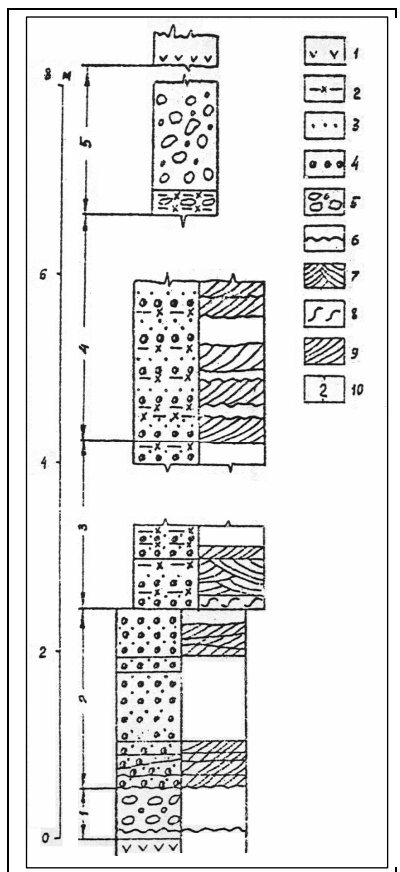


Рис. 8. Колонка разреза среднеятулийских образований северного борта р. Суны.

1 – базальты; 2 – кремнистые и гематито-кремнистые породы (силициты); 3 – кварцито-песчаники средне- и крупнозернистые; 4 – гравелиты; 5 – кварцевые конгломераты; 6 – знаки ряби; 7 – срезающая косая слоистость; 8 – косая слоистость с S-образной формой слойков; 9 – параллельная косая слоистость; 10 – номер горизонта.

Лавовый покров нижнеятулийских эффузивов в данном районе имеет мощность около 27 м и сложен, главным образом, среднезернистыми роговообманково-плагноклазовыми базальтовыми порфиритами. В кровле покрова, в зоне миндалекаменных сильно биотитизированных и хлоритизированных базальтов наблюдается многократное чередование «слоев», обогащенных миндалинами со «слоями», лишенными их. Кроме того, на отпрепарированной поверхности кровли данного покрова сохранились останцы хемогенных кремнистых пород (яшмовидных силицитов), имеющих мощность до 5–7 см. В ряде участков кровля потока эродирована, и на ее неровной слабоволнистой поверхности залегают терригенно-осадочные породы среднего ятулия.

Объект 3. Осадочные образования среднего ятулия (описание дано Л.П. Галдобинной) представлены пачкой кварцито-песчаников мощностью около 10 м с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов (рис. 8).

1. В непосредственном контакте на базальтах нижнего ятулия налегают мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты зеленовато-серой, реже розовато-серой окраски. Гальки средней степени окатанности имеют размер до 2–5 см и представлены белым жильным кварцем. В составе гравийного материала отмечен голубой кварц и розовый полевой шпат. Порода слабой сортировки. Цемент слюдисто-хлоритовый, мощность слоя 1–1,5 м.

2. Выше залегают в ритмичном переслаивании мелкогравийные гравелиты, крупно- и среднезернистые кварцевые песчаники с примесью обломков полевого шпата. Слои-ритмы мощностью 0,15–0,2 м сложены в нижней части гравелитом, а в верхней – песчаниками. Каждый слой представлен одной серией с параллельной косой слоистостью, с единым направлением падения слойков в сериях. Породы серые и зеленовато-серые. Мощность горизонта 2 м.

3. Далее следуют крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты с слоями кремнистой, слюдисто-кремнистой породы в кровле слоя. Мощность слоев 7–12 см. Косая слоистость в мелких сериях параллельная, срезающая. Отмечены слойки S-образной формы. Породы серовато-розового цвета. Мощность горизонта 2 м.

4. Следующий горизонт сложен слоями-ритмами мощностью в 0,3–0,4 м. В подошве слоев залегают гравелиты, большая верхняя часть ритма представлена кварцито-песчаниками с кремнистым и гематито-

кремнистым цементом и в кровле переходящим в плотную кремнистую розовую породу с раковистым изломом. В сериях мощностью 0,2–0,3 м отмечается косая слоистость параллельного типа. На плоскостях напластования хорошо видны знаки ряби. Рябь мелкая и крупная асимметричная, местами ячеистая. Мощность горизонта 3 м.

5. Регрессивная часть осадочной толщи сложена крупногалечными кварцевыми конгломератами. Гальки округлой или овальной формы размером до 4–6 см представлены белым кварцем, на поверхности которых, как и в цементе конгломерата, отмечаются примазки чешуйчатого гематита. Конгломераты не выдержаны по простиранию, слагают линзы и заполняют карманы и неровности рельефа и по простиранию сменяются полевошпато-кварцевыми кварцито-песчаниками и гравелитами. На конгломераты налегают базальты среднего ятулия. В разрезе осадочных среднеятулийских образований района пос. Гирвас четко прослежен трансгрессивный цикл осадконакопления, завершённый излиянием лав. Присутствие в цементе хемогенного кремнистого и гематито-кремнистого материала указывает на одновременную вулканическую деятельность.

Объект 4. Залегающие выше вулканогенные породы среднего ятулия представлены тремя лавовыми покровами базальтов, переслаивающимися с пачками туфогенно-осадочных пород (рис. 7).

Первый лавовый покров с непосредственным контактом с подстилающими осадочными породами устанавливается в северном борту долины р. Суны. В его основании установлены редкие ксенолиты (до 0,3 м в поперечнике) нижележащих терригенных пород. Мелкозернистые иногда миндалекаменные базальты подошвы покрова в данном участке обнаруживают шаровидную текстуру. Отдельные слабо обособленные шары размером до 0,6–0,8 м содержат в ряде случаев центральные газовые пустоты. Среднюю часть покрова слагают миндалекаменные среднезернистые базальты.

К верхам разреза покрова устанавливается упорядоченное размещение миндалин, их концентрация в полосы, слияние в отдельные струи, которые непосредственно у кровли покрова образуют вертикально расположенную к подошве покрова полость сложной, ветвящейся формы. Полость заполняется кремнисто-гематитовым материалом. При этом кремнисто-гематитовый материал (яшмовидные силициты) из полостей в кровле покрова постепенно переходит в пластовую залежь, подстилающую горизонт мелкообломочных сильно хлоритизированных туффов. Данные полости, вероятно, можно рассматривать как первоначальные фумарольные сифоны, заполненные в поздневулканическую стадию кремнистыми хемогенными осадками. По простиранию и падению данного покрова в его кровле у уреза воды в р. Суне находится лавовый язык – струя течения лавы длиной до 1,5 м и шириной 0,5 м с дугообразно изогнутыми валиками.

Вышележащие два лавовых покрова по внутреннему строению однотипны и некоторые различия их заключаются в том, что нижний покров имеет пластово-глыбовую отдельность, а верхний – столбчато-призматическую.

Залегающая между вторым и третьим лавовыми покровами пачка туфогенно-осадочных пород мощностью около 5,0 м представлена чередующимися слоями вначале терригенно-карбонатных пород с присутствием небольшого количества, по-видимому, пеплового материала, замещенного хлоритовым агрегатом, а затем терригенно-туфовых пород, в которых количество пирокластики резко возрастает.

Таблица 5. Средние химические составы групп пород ятулийского вулканического комплекса Гирвасской вулканической зоны (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	1	2	3	4
	n=39	n=34	n=24	n=49
SiO ₂	48,99	49,40	48,14	47,60
TiO ₂	1,97	1,05	2,41	2,71
Al ₂ O ₃	13,25	14,72	13,32	13,72
Fe ₂ O ₃	7,08	9,48	9,14	6,67
FeO	7,92	2,09	6,49	11,28
MnO	0,19	0,15	0,14	0,21
MgO	5,39	8,43	6,71	4,15
CaO	6,74	5,29	6,37	7,80
Na ₂ O	3,23	4,33	4,81	3,50
K ₂ O	0,72	1,05	0,35	0,65
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,26	0,21
H ₂ O	0,12	0,23	0,14	0,21
nnn	3,43	3,95	1,81	1,48
Сумма	99,17	100,24	100,09	100,17
S	0,03	0,03	0,33	0,07
CuO	0,017	0,010	0,004	0,057
CoO	0,009	0,008	0,006	0,006
NiO	0,010	0,020	0,012	0,021
V ₂ O ₅	0,068	0,047	0,055	0,080
Cr ₂ O ₃	0,008	0,031	0,010	0,016

Примечание. 1 – базальтовые лавы нижнего ятулия, 2 – среднего ятулия, 3 – верхнего ятулия, 4 – габбро-долериты Койкарского рудного силла.

Лавовые потоки и покровы ятулийского вулканического комплекса сложены базальтами (эпидотизированными, амфиболизированными), плагиоклазовыми порфирировыми базальтами, миндалекаменными базальтами и лавобрекчиями базальтов, а также их шаровыми лавами. Породы имеют массивные, миндалекаменные, брекчиевидные, шаровые текстуры; диабазовую, спилитовую, апоинтерсертальную, порфиоровую, сидеронитовую структуры. Основная масса пород сложена беспорядочно-ориентированными лейстами плагиоклаза (альбит, редко альбит-олигоклаз), в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные выделения обыкновенной роговой обманки, агрегаты хлорита, эпидота, магнетита. Вкрапленники в порфиритах нижнеятулийской фазы вулканизма представлены плагиоклазом (альбит), а в порфиритах среднеятулийской фазы вулканизма – замещенным роговой обманкой пироксеном. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит, халькопирит, борнит и халькозин. По химическому составу (табл. 5) основные породы ятулийского вулканического комплекса являются производными единой родоначальной толеито-базальтовой магмы (Светов, 1972).

Объект 5. Гирвасская вулканическая постройка.

При проведении палеовулканологических исследований вулканических образований в районе северной окраины пос. Гирвас в русле водосброса Пальеозерской были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые слагают сложно построенный вулканический аппарат, связанный с проявлением ятулийского основного вулканизма и названный Гирвасским вулканом (Светов, Голубев, 1967).

В условиях современного эрозионного среза в настоящее время доступна непосредственному наблюдению только незначительная часть вулканического аппарата, включающего в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва, в то время как его остальная часть скрыта под довольно мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений (рис. 9).

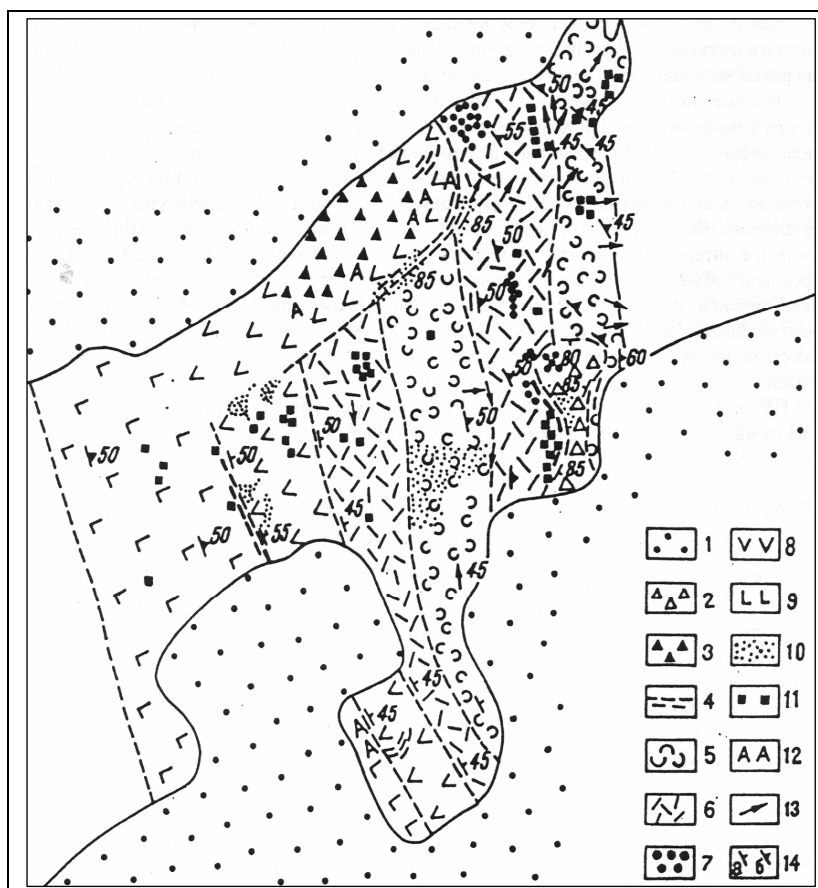


Рис. 9. Схема геологического строения Гирвасской вулканической постройки. Составлена А.П. Световым, А.И. Голубевым (1967)

1 – четвертичные отложения; 2 – эруптивные брекчии трубки взрыва; 3 – эруптивные жерловые брекчии; 4 – мелкообломочные полосчатые жерловые брекчии; 5 – крупноглыбовые лавобрекчии; 6 – мелкообломочные лавобрекчии; 7 – фумарольные площадки; 8 – массивные базальты и базальтовые порфириты; 9 – мелко-среднезернистые габбродолериты; 10 – зоны турмалинизации; 11 – пиритизация; 12 – альбитизация; 13 – направления растекания лав; 14 – элементы залегания: а – контактовых поверхностей, б – плоскостей пластовой отдельности.

Эруптивное жерло Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосброса и в условиях временного эрозионного среза имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части 20×50 м.

Эруптивное жерло, являющееся выводящим каналом лавового материала при формировании средне-ятулийского лавового плато Западного Прионежья, в контакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми базальтами и базальтовыми порфиритами, переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчии дробления. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых базальтов. Резкие юго-восточные и восточные контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикально падающих тонкополосчатых брекчий, а также зонами интенсивной турмалинизации и массового развития альбитовых и альбито-кварцевых жил. Установленный постепенный переход пород эруптивного жерла к породам типа габбро-долеритов осуществляется, главным образом, путем увеличения степени раскристаллизации пород и смены порфировидных брекчированных разновидностей базальтов сначала мелкозернистыми, массивными, а затем средне-крупнозернистыми (пегматоидными) габбро-долеритами.

Эруптивные жерловые брекчии гирвасского вулкана состоят из крупноглыбовых обломков базальтов, базальтовых порфиритов, сцементированных тонкораздробленными базальтами с небольшим количеством лавового материала.

Петрографический состав обломков базальтов и базальтовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбро-долериты, породы более глубинного облика, залегающие в основании вулканической постройки, с которыми жерловые брекчии имеют довольно постепенные переходы, хотя и в небольшом интервале – 10–15 м.

Габбро-долериты имеют массивное полнокристаллическое сложение, однородно-зернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую диабазовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол, кварц, вторичными – хлорит и эпидот, акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, турмалином, сфеном, апатитом и сульфидами – пиритом, халькопиритом.

Плагиоклаз представлен короткопризматическим и таблитчатым альбитом An₁₅₋₁₈ состава, сдвойникованным по периклиновому закону, амфибол-реликтами обыкновенной роговой обманки, которая сохраняется в центральных частях призматических или таблитчатых зерен, краевые части которых замещены светло-зеленым актинолитом.

Вторичные минералы развиваются в интерстициях главных породообразующих минералов, по-видимому, по остаткам стекловатого-мезостазиса и по роговой обманке.

Лавовый конус в обнаженной части состоит из пяти переслаивающихся лавовых потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность порядка 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфиритов, а с другой – с брекчированными и слабо эпидотизированными габбро-долеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы.

Второй лавовый поток сложен, главным образом, мелкообломочной, светло-зеленой, сильно хлоритизированной лавобрекчией, содержащей большое количество обломков базальтов и базальтовых порфиритов, образовавшихся, по-видимому, во время взрыва в вулканическом жерле и впоследствии сцементированных большим количеством лавы. Обломки округлой и угловатой формы имеют размеры до 15 см и обнаруживают зональное строение. На довольно ровной поверхности второго лавового потока залегают крупноглыбовые лавобрекчии следующего потока, которые имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и больше размеры обломков брекчий (0,5–0,6 м), заключенных в незначительном количестве лавового цемента. Вдоль нижнего контакта потока и по системе трещин отдельности установлена зона интенсивной турмалинизации, захватившей поток почти на всю его мощность.

Особенностью четвертого лавового потока, в общем весьма похожего на лавобрекчии второго, является наличие в нем участков сильно измененных пород белесого цвета (талък-хлоритового состава), это реликты фумарольных площадок.

Пятый поток, лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчий, переходящих иногда в однородно зернистые массивные базальты, подобные базальтам лавовых потоков окружающего лавового плато. В кровле этого, как и некоторых других потоков, на поверхностной корочке заалки отмечались мелковолнистые языки течения лавы (канатные лавы). Лавовые потоки состоят из пород близкого петрографического состава, которые различаются между собой в основном текстурно-структурными особенностями.

Трубка взрыва, представляющая несколько особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков и в соответствии с их простиранием имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму и размеры не менее чем 10×30 м. Породы

трубки взрыва представлены, в основном, мелкоглыбовыми (0,2–0,3 м) эруптивными брекчиями базальтов и базальтовых порфиров. Здесь можно наблюдать также сильно измененные оталькованные породы аналогичные в лавобрекчиях. Это также останцы фумарольной деятельности. Обломочный материал брекчий трубки взрыва сцементирован небольшим количеством лавового материала. Здесь же отмечается интенсивная турмалинизация пород с образованием гнездовых зон турмалина, а также пиритизация цемента.

Экзоконтактовая зона трубки взрыва имеет сильное осланцевание, при этом вмещающие лавобрекчии подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация. Контакты трубки взрыва с вмещающими породами отчетливые, резко рвущие и имеют крутое падение на северо-восток под углом до 85°.

Таблица 6. Химические составы вулканогенных пород Гирвасской вулканической постройки

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	46,77	48,72	47,90	45,66
TiO ₂	2,16	2,02	2,36	2,08
Al ₂ O ₃	12,93	11,52	13,59	14,28
Fe ₂ O ₃	11,53	5,02	7,29	8,81
FeO	7,83	9,12	5,81	7,51
MnO	0,07	0,25	0,13	0,10
MgO	5,98	9,02	8,45	8,30
CaO	4,13	4,81	6,64	3,60
Na ₂ O	5,05	0,12	4,00	4,16
K ₂ O	0,90	1,80	0,92	2,58
P ₂ O ₅	0,26	0,30	0,21	0,25
CuO	0,003	0,006	0,001	0,004
CoO	0,009	0,016	0,006	0,008
NiO	0,007	0,029	0,008	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,006	0,005	0,008
V ₂ O ₅	0,10	0,086	0,06	0,06
S	0,60	0,72	0,35	0,55
H ₂ O	0,06	0,30	0,18	0,13
Ппп	2,33	7,02	2,77	2,72
Сумма	100,43	100,50	100,50	100,49

Примечание. 1,3 – базальт брекчированный, 2,4 – базальт массивный.

По особенностям петрографического состава базальты и базальтовые порфиры эруптивных брекчий подобны обломкам лавобрекчий. Об однородности пород вулканической постройки можно судить и по их химическому составу (табл. 6). Общей особенностью эффузивно-эксплозивных образований вулканической постройки гирвасского вулкана является исключительно сильное проявление поствулканических пневматолито-гидротермальных изменений пород, заключающихся, главным образом, в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации (пиритизации, халькопиритизации), хлоритизации и альбитизации. Зоны гидротермально измененных пород, как правило, имеют четкий либо структурный (плоскости систем отделимости, плоскости скола и дробления), либо геологический (контактные поверхности) контроль.

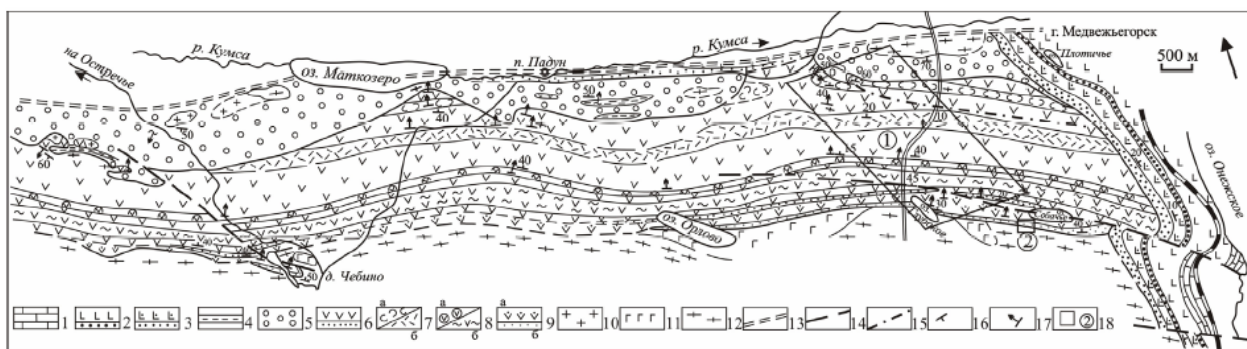
III. МЕДВЕЖЬЕГОРСК – КУМСА

СУМИЙСКИЙ КОМПЛЕКС КУМСИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Целью геологической экскурсии является знакомство с вулканогенно-осадочными образованиями сумийского надгоризонта в Кумсинской структуре.

Стратотипический разрез кумсинской свиты описан в Кумсинской структуре, расположенной в Медвежьегорском районе. Структура прослеживается вдоль реки Кумса от г. Медвежьегорска на запад на 25 км, при ширине до 5–8 км. Образования кумсинской свиты приурочены к южной части структуры (рис. 10). Наиболее полное и подробное описание разреза было ранее проведено А.П. Световым и А.И. Голубевым (Светов, Голубев, 1972) и позже дополнено (Коросов, Робонен, 1984, Коросов и др. 1988).

Разрез Кумсинской свиты представлен вулканогенной толщей андезибазальтового состава с редкими прослоями туфов. Породная ассоциация кумсинской свиты изменена в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, что позволяет сохраниться структурно-текстурной характеристике пород. В основании комплекса развиты две пачки осадков и разделяющая их еще толща андезибазальтовых вулканитов (рис. 10). Соответственно нижезалегающие осадки и лавы выделены в настоящее время в глубокоозерскую свиту, а вышезалегающие вулканиты формируют кумсинскую свиту.



Р и с. 10. Схема геологического строения южного крыла Кумсинской структуры. (Сост. В.И. Коросов с участием Т.Н. Назаровой, М.А. Елисеева, Ю.С. Полеховского с использованием материалов К.О. Кратца, Л.Я. Харитоновой, А.И. Голубева и др.):

Палеопротерозой. Ятулий: 1 – осадки туломозерской свиты, 2 – лавы и осадки медвежьегорской свиты, 3 – лавы и осадки янгозерской свиты. Сариолий. Пальеозерская свита: 4 – граувакки, песчаники, сланцы, 5 – полимиктовые конгломераты. Сумий. Кумсинская свита: 6а – лавы андезибазальтов, 6б – кварциты и кварцитопесчаники, 7а – вариолитовые лавы четвертого маркирующего горизонта, 7б – плагиофировые андезибазальты третьего маркирующего горизонта, 8а – вариолитовые лавы с альбитовыми миндалинами второго маркирующего горизонта, 8б – полосчатые микро-вариолитовые лавы первого маркирующего горизонта; 9 – глубоководная свита (а – лавы андезибазальтов, б – аркозы, кварц-серицитовые сланцы и кварциты). Архей. Лопий: 10 – плагиомикроклиновые граниты, 11 – габбро-амфиболиты, 12 – гранито-гнейсы. Разломы: 13 – постлюдиловский, 14 – постятулийский, 15 – досариолийские, 16 – элементы залегания So, 17 – направление кровли, 18 – детали участки (2 – рис. 1.6)

Глубоководная свита.

В основании разреза залегают архейские гранито-гнейсы и плагиограниты, прорванные дайковыми и штокообразными телами габбро-амфиболитов. Гранито-гнейсы, как и прорывающие их амфиболиты, секутся плагиомикроклиновыми порфиробластическими гранитами, которые в восточной части структуры в районе оз. Собачье непосредственно подстилают вышележащую осадочно-вулканогенную толщу. Примерно в 10 м от контакта с вышележащими осадками в гранитах отмечается формирование коры химического выветривания.

Далее в породной последовательности коры химического выветривания сменяются аркозовыми аренидами, чередующимися со слоями кварцитов, мощностью до 3–4 м. Ближе к кровле пачки в районе оз. Собачье в аркозовых аренидах отмечены косослоистые разнонаправленные серии до 15 см мощности, переслаивающиеся с горизонтально-слоистыми разностями, в которых встречаются обломки гравелитовой размерности выветрелого полевого шпата или кварца.

Описанная осадочная пачка скорее всего формировалась в прибрежных условиях мелководного бассейна в период трансгрессии моря на территорию распространения гранитоидов. При этом выветрелые породы быстро перекрываются терригенными отложениями, в которых сохраняются полевые шпаты и серицит. В условиях волноприбойного мелководья происходит вынос матрикса и образование более чистых кварцевых аренидов, кварцитов. К верхним уровням пачки в аркозовых аренидах появляется разнонаправленная косая слоистость чередующаяся со слоями горизонтальной слоистости, что характерно для бассейна спокойной гидродинамики с волновой деятельностью в придонной части формирующихся краевых шельфовых зон. Важным является факт появления слоев гравелитов и галечных конгломератов, что может маркировать изменения в эвстатических колебаниях уровня моря или привнос временными потоками осадочного материала в условиях контрастного рельефа.

На магнетитсодержащих песчаниках согласно, но с резким контактом, залегает вулканогенная толща глубоководной свиты, состоящая из шести потоков лав андезибазальтового состава. Лавовые потоки представлены мелкозернистыми андезибазальтами, в центральной части потоков имеющих вариолитовые структуры и редкие мелкие миндалины. Кровля потоков имеет массивные, брекчированные, реже подушечные текстуры, обильно насыщена миндалинами. Мощность потоков варьирует от 10 до 35 м. Общая мощность глубоководной свиты составляет 145–150 м.

Кумсинская свита

Подробное описание строения сумийских вулканогенных разрезов для районов Ц.Карелии приводится в работах (Коросов, 1991, Светов и др., 2004, Назарова, Светова, 2008) поэтому авторы приводят лишь краткую характеристику наиболее полного разреза сумийской вулканогенной ассоциации Кумсинской структуры.

В основании свиты залегает пачка осадочных пород, представленных в основной массе белыми, кремовыми, серыми, зеленоватыми кварцитами и реже кварцевыми аренитами. В кварцитах распространена горизонтальная параллельная слоистость, слойки имеют мощность 1–8 см и ровные, четкие границы. Кварциты прослеживаются локально в непрерывных выходах по латерали на 70–80 м при протяжении 15 км. На отдельных участках имеют косую слоистость. Пологие косослоистые серии мощностью 10–15 см чередуются с горизонтальнослоистыми сериями. Микроскопически кварциты выглядят как мелкозернистая порода с гранобластовой структурой, характеризующаяся относительно одинаковым размером зерен кварца с округлыми или зазубренными контурами. Кварцит на 95–97 % состоит из зерен кварца, размером 0,1–0,2 до 1–2 мм. Цемент представлен мелкочешуйчатым биотит-хлорит-серицитовым материалом. В некоторых шлифах имеются зерна рудного минерала.

Кварцевый аренит по минеральному составу близок кварцитам, но его структура обычно псаммитовая или бластопсаммитовая. Песчинки кварца чаще всего округлой и субугловатой формы, разнообразного размера от 0,05–0,1 до 1–1,5 мм. В более крупных зернах наблюдаются следы дробления и волнистое погасание. Плагиоклаз формирует остроугольные, угловатые зерна. Цемент мусковит-серицитовый, чаще всего сильно хлоритизирован и серицитизирован. Присутствует большое количество зерен рудного минерала, как правило, к ним приурочены чешуйки хлорита. В некоторых шлифах имеются небольшие скопления чешуек биотита округлой формы (Назарова, Светова, 2008).

Из слоя серицит-кварцевых сланцев среди кварцитов Н.Г. Бережной с соавторами (Бережная и др., 2003) были изучены акцессорные цирконы, среди которых выделены два морфологических типа – сильно окатанные с возрастом 2831–2883 млн лет и менее окатанные с гиацинтовым габитусом с возрастом 2726–2788 млн лет. Присутствие в сланце двух различных детритовых цирконов позволило авторам предположить два источника сноса – первый находится на большом удалении от области сноса и второй – более близкий. Цирконы, отобранные из близлежащих позднеархейских гранитоидов, с возрастом 2875 ± 4 МА по геохимическим особенностям не могут рассматриваться в качестве источника, последние повидимому были перекрыты осадками и в дальнейших процессах не участвовали. Приведенные данные свидетельствуют в пользу расширения водного бассейна и увеличения площади размыва не только гранитного фундамента и лопийских отложений, но и отдельных гранитоидных массивов.

На осадках залегает мощная многопокровная толща андезибазальтов кумсинской свиты. В ее составе выделяются тридцать пять потоков-покровов, которые имеют примерно одинаковое строение: мелкозернистые андезибазальты подошвы потока постепенно переходят в более крупнозернистые разности в его центральной части. В мощных потоках-покровах центральная часть иногда напоминает габбро-диабазы. Кровельная часть потоков сложена, как правило, пенистыми разностями. От потока к потоку может меняться мощность разных зон потоков, количество, размер и характер заполнения миндалин, но во всех потоках сохраняется описанная дифференциация. Контакты между потоками всегда четкие, как правило, извилистые, повторяющие поверхность кровли нижележащего потока. Условно, в целях удобства описания, эта толща вулканитов разделена на семь пачек (стадий излияния).

Для первой вулканической стадии излияния характерными являются мощные (до 50 м) лавовые потоки андезибазальтов. Подошвенные зоны в потоках представлены массивной, тонкозернистой породой и лишь в кровельных зонах появляются миндалекаменные структуры с большим количеством хлорит-кальцитовых и кварцево-эпидотовых миндалин (иногда серповидных). Излияния проходили в спокойных условиях, о чем свидетельствует значительная мощность образований и их латеральная однородность. Общая мощность пачки (2 лавовых потока) составляет 90 м.

Лавовая толща, относимая ко второй вулканической стадии, представлена серией лавовых потоков с дифференцированным внутренним строением. В основании пачки залегает мощный лавовый покров (силл) (от 10 до 40 м.), для которого характерна микровариолитовая структура, являющаяся результатом позднего ликвационного разделения расплава с образованием химически контрастных (риолит) глобул размером от 0,2 до 0,5 см. Вариоли образуют линзовидные скопления в центральных частях потока, а ближе к кровле развиты по всей площади. На отдельных участках в лавовых потоках наблюдаются следы остаточного ламинарного течения расплава. В следующих выше 4 лавовых потоках, мощностью от 10 до 30 м., наблюдаются вариоли размером 1–3 см, как в виде разрозненных глобул, так и в виде скоплений, для этих же потоков характерны мелкие миндалины кварц-альбитового и альбитового состава. Текстурная уникальность данных образований позволяет использовать их в качестве маркеров при латеральном изучении ассоциации. Подобные потоки, сложенные микровариолями, характерны также для Койкарской структуры и редки на Семче и Красной речке. Общая мощность пачки (6 лавовых потоков) составляет 250 м.

Для третьей вулканической стадии характерны лавовые потоки массивного, однородного строения мощностью от 10 до 100 м. с мелкими миндалинами в кровле. Реже встречаются крупные кварцевые или слоистые миндалины (13 поток). Общая мощность пачки (8 потоков) составляет 285 м.

Четвертая пачка сформирована 5 лавовыми потоками, имеющими порфировую структуру, обусловленную таблитчатыми, игольчатыми вкрапленниками альбита, альбит-олигоклаза, размером до 0.5 см, равномерно распределенных по всей мощности потока, при этом в кровельных частях потоков встречаются мелкие кварцевые миндалины. Эта пачка служит надежным маркером и встречена во всех изучаемых разрезах. Общая мощность пачки – 105 м.

Группа лавовых тел относимых к пятой пачке характеризуется преобладанием брекчированных тектур в кровле потоков и появлением в разрезе потоков полностью сложенных лавобрекчий. Общая мощность пачки состоящей из 8 лавовых потоков составляет 265 м.

Следующая шестая пачка сложена 4 потоками, мощностью от 18 до 30 м, вариолитовых лав. Вариоли, размером 1–5 см., распределены по всей мощности потока, иногда образуя скопления, пятна, в кровле также развиты мелкие кварцевые миндалины. Общая мощность пачки составляет 95 м. Второй уровень вариолитовых лав характерен так же для верхней части Семченского разреза, но при этом отмечены локальные проявления ликвационных процессов и в средней части разреза.

Завершает разрез серия из двух лавовых потоков лавобрекчий общей мощностью 65 м. Выше вулканическая ассоциация перекрывается толщей туфокогломератов, полимиктовых конгломератов с прослоями песчаников и гравелитов.

Общая мощность вулканитов кумсинской свиты составляет 1150 м, а суммарная мощность всего разреза свиты определяется в 1300–1400 м.

Геохимическая характеристика вулканитов кумсинской свиты, представленных андезибазальтовой ассоциацией имеет ряд уникальных особенностей: высокие содержание MgO 4.5– 10.3 мас. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm в сочетании с повышенным SiO_2 53.2– 58.2 мас. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0.24 ppm; Yb – 1.40 ppm; Lu – 0.20 ppm). Имеющиеся геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов не может объясняться исключительно моделями континентального рифтогенеза, поскольку многим геохимическим параметрам четко маркируется субдукционная составляющая. Объяснением подобной уникальной природы сумийских расплавов может стать модель, по которой при активизации плюмовой активности в регионе на рубеже 2,5–2,4 млрд лет в процессы плавления вовлекались погребенные архейские слэбы, что в итоге позволило получить геохимическую характеристику сумийских вулканических пород, подобную субдукционным магматическим комплексам неоархейского возраста. Подтверждением данной модели может стать химическая систематика пород по флюид-мобильным элементам (FME). Для изучаемых сумийских пород концентрация FME достаточно низка, так, Be (0,5–1,7 ppm), As (< 0,02 ppm), Li (0,8–2,4 ppm), при вариации Be/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15, что, несомненно, свидетельствует о ранней дегидратации погребенного океанического слэба при пологой архейской субдукции).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бережная Н.Г., Мысцова Т.А., Арестова Н.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Возраст протолита сумийских кварцитов Кумсинской структуры. – В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С. 63–65.
2. Коросов В.И. Геология джуганского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолит). Петрозаводск, 1991. 118 с.
3. Коросов В.И., Назарова Т.Н. К стратиграфии нижнекарельских образований Кумсинской структуры // Операт.-информ. матер. Геология и стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 39–43.
4. Коросов В.И., Назарова Т.Н. Сводный разрез основания протерозоя Кумсинской структуры // Операт.-информ. матер. Геология и петрология. Петрозаводск, 1988. С. 19–22.
5. Коросов В.И., Робонен В.И. Сводный путеводитель экскурсий. 27-й Международный Геологический конгресс (экскурсия 077, карельская геологическая экскурсия, 1-й день). М., 1984. С. 51–52.
6. Назарова Т.Н., Светова А.И. Специфика сумийского осадконакопления (Кумсинская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 11. Петрозаводск, 2008. С. 142–145.
7. Светов А.П., Голубев А.И. Вулканогенная толща (район р. Кумсы) // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. / Тр. Ин-та геологии Карелии. фил. АН СССР. 1972. Вып. 16. С. 8–24.
8. Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. №7. 2004. С. 729–739.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСКУРСИЯ ПО МАРШРУТУ: ПЕТРОЗАВОДСК – СОЛОМЕННОЕ – УР. ЧЕРТОВ СТУЛ – ЯЛГУБА

Составлено по материалам Голубева А.И., Куликова В.С., Светова С.А.

СУЙСАРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ПОС. СОЛОМЕННОЕ И УР. ЧЕРТОВ СТУЛ

Основная цель геологической экскурсии по данному маршруту – знакомство ее участников с разнообразными в генетическом отношении вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями суйсарского вулканического комплекса. Изучая эти и другие магматические образования северного Прионежья более 110-ти лет тому назад Ф.Ю. Левинсон-Лессинг впервые сформулировал понятие – магматическая формация. Его широко известный труд «Олонецкая диабазовая формация» (1888) стал настольной книгой петрографов и до сих пор не потерял своего научного значения.

Маршрут начинается в г. Петрозаводске, откуда участники геологической экскурсии на автобусе следуют в северную часть Петрозаводской губы Онежского озера в район пос. Соломенного. Северный и северо-восточный берега Петрозаводской губы Онежского озера в районе пролива между озерами Логмозеро и Онежским сложены скалистыми выходами агломератовых туфов, которые первоначально были описаны в 1830 г. Я.Г. Зембицким под названием «соломенский камень». Позднее, в 1877 г. А.А. Иностранцев эти породы описал как «Соломенские брекчии», и под таким названием они вошли в геологическую литературу (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; и др.). С начала XVIII в. соломенские брекчии использовались в архитектурном строительстве и при сооружении Исаакиевского собора в Петербурге, применялись Монферраном в облицовке внутренних помещений.

Непосредственно в местах осмотра соломенские брекчии (агломератовые туфы) выходят на поверхность в виде огромных отполированных ледником «бараньих лбов». Агломератовые туфы содержат большое количество разнообразных от долей сантиметров до глыб диаметром 2–3 м обломков афанитовых базальтов, плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов и микропорфировых базальтов, имеющих преимущественно рваные, остроугольные края. В.М. Тимофеев отмечал в них, кроме того, присутствие небольшого количества обломочного материала вариолитовых плагиоклаз-пироксеновых базальтов. Значительно реже встречаются куски шлакоподобного облика стекловатых, сильно хлоритизированных базальтов с неровными вспененными краями. Цементом агломератовых туфов являются тонкоиздробленная масса стекловатых и порфировидных базальтов. В большинстве выходов в цементе наблюдается окварцевание, хлоритизация и формирование вокруг обломков осветленных реакционных кайм.

В целом брекчии в пределах даек крупных обнажений являются несортированными и внешне представляют хаотичное нагромождение обломочного материала различной размерности. Изучение этих пород по площади и в разрезах показывает, что в ряде случаев внутри них встречаются отдельные, достаточно мощные (до 1,5–2,5 м) прослои грубослоистых мелкообломочных литовитрокластических туфов, туффицитов, обнаруживающих следы водной переработки. Кроме того, среди них иногда встречаются маломощные потоки и отдельные слои массивных и шарово-подушечных плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов (пос. Соломенное, урочище Чертов Стул).

К настоящему времени внутреннее строение соломенских брекчий изучено еще недостаточно и ряд вопросов механизма и способа их образования является нерешенным. Первоначальное изучение этих пород позволило Ф.Ю. Левинсон-Лессингу (1888) сделать предположение об их образовании в результате дробления изливавшихся лавовых потоков и покровов. Наиболее определенно по этому поводу сказал В.М. Тимофеев (1935): «Образование этой брекчии есть следствие разлома и раздробления верхних частей лавового потока и смещение его с глыбовой лавой, в результате чего образуется нагромождение бесформенной массы обломков, которые цементируются той же лавой, потоки и струи которой пробиваются между глыбами». Однако проведенные в последние годы исследования свидетельствуют о происхождении большей части обломочных пород, главным образом, путем многократных вулканических взрывов, хотя, без всякого сомнения, среди них существуют и брекчии, связанные с взламыванием и дроблением изливавшихся лавовых покровов, которые, вероятно, имеют в разрезах все же подчиненную роль. Начало осмотра вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований суйсарского вулканического комплекса начинается на юго-восточной окраине пос. Соломенного.

Объект 1. Здесь в 1984 г. В.С. Куликовым, С.Я. Вяхиревым и А.И. Гушиным был закартирован вулканический нект (рис. 9). Вмещающие нект породы в виде уступа прослеживаются вдоль дороги, где выделяются три пласта различных по составу пород, моноклинально под углами 40–60° погружающихся в северном направлении. Нижний пласт мощностью более 5 м представлен тонкослоистыми туффиитами и кремнистыми

сланцами серого и зеленовато-серого цвета, иногда с буроватой корочкой выветривания. Они относятся В.С. Куликовым и др. (1999) к верхней пачке заонежской свиты. Выше (средний пласт) со стратиграфическим несогласием и размывом самых верхних слоев залегает базальный горизонт суйсарской свиты мощностью от 0,5 до 5 м. Он представлен туфоконгломератами и агломератовыми туфами базальтов с линзами туфитов. Обломки слабо окатанные, нередко угловатой формы достигают в размере до 10–20 см и представлены базальтами. Реже встречаются обломки и глыбы слоистых туфитов и кремнистых сланцев заонежской свиты.

По наличию этих ксеногенных обломков данный пласт отличается от других вышележащих пластов агломератовых туфов. Цемент в основном представлен тонкообломочным стекловатым базальтом. Слоистость отсутствует, только на некоторых участках в кровле пласта отмечаются линзы слоистых туфопесчаников. Верхний пласт видимой мощностью более 10 м образован лавовым потоком тонкозернистых микропорфировых базальтов, в которых местами проявляется подушечная текстура. В подошве потока в межподушечное пространство иногда попадают и подстилающие туфопесчаники. Вышеописанная пачка пород на развилке дорог рассечена субмеридиональной дайкой оливин-пироксеновых пикробазальтов.

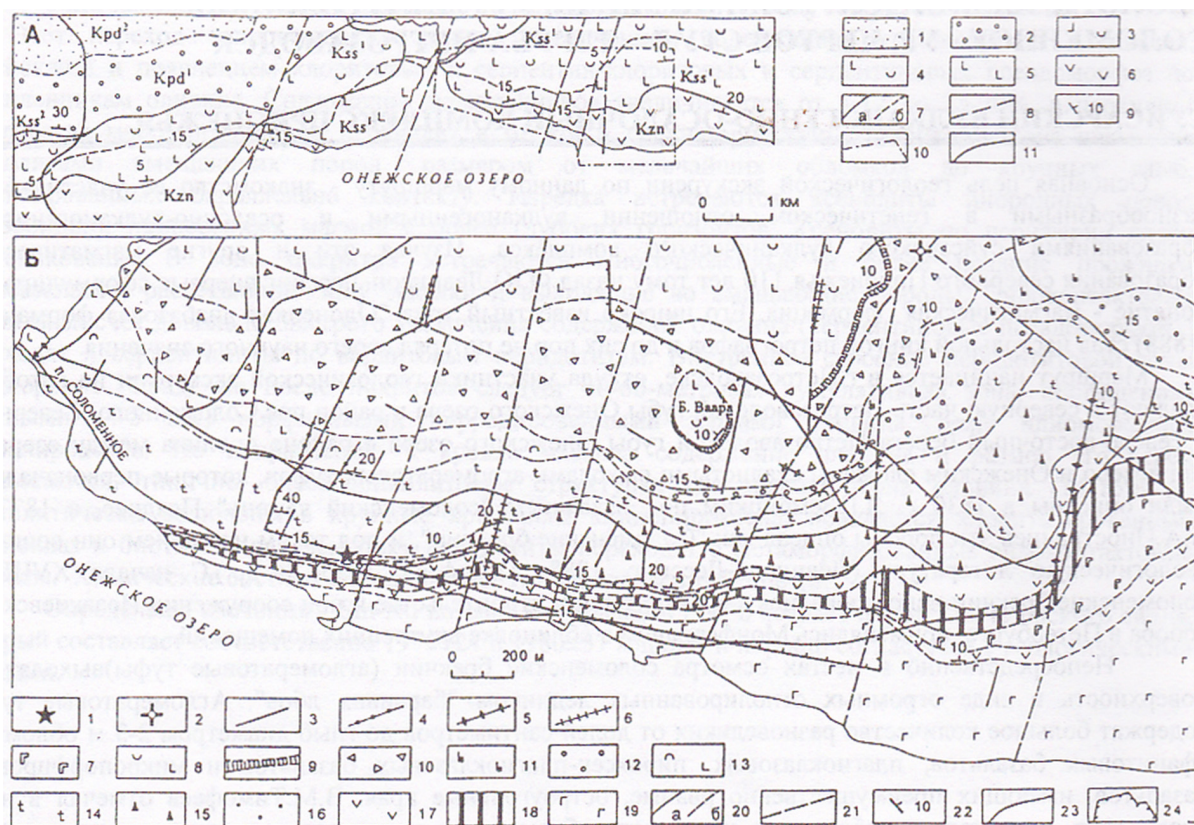


Рис. 1. Схема геологического строения района пос. Соломенное (составили В. С. Куликов и В. В. Куликова, 1997 г.):

А. Карельский комплекс (палеопротерозой). Калевийский надгоризонт. Падосская свита: 1 – вторая пачка (Kpd2) – ритмичное чередование аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; 2 – первая пачка (Kpd1) – ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников. Людикийский надгоризонт. Суйсарская свита: 3 – вторая пачка (Kss2) – туфы пикробазальтов и мелабазальтов; 4–5 – первая пачка (Kss1): 4 – агглютинативные, агломератовые туфы базальтов, 5 – массивные лавы базальтов, лавобрекчии, подушечные лавы базальтов, единичные потоки авгитовых мелабазальтов и вариолитов; в основании пачки – туфоконгломераты. Заонежская свита (Kzn): 6 – подушечные и массивные лавы андезибазальтов миндалекаменных с прослоями туфов и туфитов натровых трахибазальтов и силицитов; лавы серийно-порфировых натровых трахиандезибазальтов, единичные потоки мелабазальтов и подушечных шунгитсодержащих базальтов; 7 – геологические границы между свитами (а) и между пачками и подпачками внутри свит (б); 8 – тектонические нарушения; 9 – слоистость, напластование лавовых потоков; 10 – детальный участок Б; 11 – главные автодороги

Б. Субвулканические образования суйсарского пикрит-базальтового комплекса: 1 – некк трахибазальтов; 2 – некк мелабазальтов; 3–6 – дайки (3 – базальтов, 4 – мелабазальтов, 5 – пикробазальтов, 6 – андезибазальтов); 7 – силл габбро-долеритов. Суйсарская свита. Первая пачка (Kss1): 8–10 – третья подпачка (8 – агглютинативные агломератовые туфы базальтов, 9 – массивные и частично брекчированные лавы плагиоавгитовых базальтов, 10 – агломератовые туфы базальтов); 11–14 – вторая подпачка (11 – массивные лавы базальтов, 12 – подушечные и массивные лавы вариолитовых базальтов, 13 – агломератовые туфы базальтов, 14 – массивные и подушечные лавы авгитовых базальтов); 15–16 – первая подпачка (15 – агломератовые туфы базальтов, 16 – туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы базальтов). Заонежская свита. 17 – массивные и подушечные лавы афировых андезибазальтов; 18 – лавы серийно-порфировых андезибазальтов и натровых трахиандезибазальтов; 19 – лавы базальтов массивных и подушечных с линзами шунгитсодержащих крем-

нистых сланцев, единичные потоки мелабазальтов; 20 – границы между свитами (а), между литологически различными породами (б) наблюдаемые и предполагаемые; 21 – тектонические нарушения; 22 – залегание поверхностей напластования лавовых потоков и слоистость; 23 – основные дороги и тропы; 24 – границы Ботанического сада Петрозаводского госуниверситета.

Некк, имеющий в плане форму неправильного шестиугольника, достигает в поперечнике 13 м и на поверхности сглаженной ледником гряды выделяется воронкообразной формой с превышением бортов над пониженными частями более 1 м. Контакты с окружающими породами близки к вертикальному, только в юго-восточном углу отмечен небольшой участок контакта с углом падения во внутрь некка около 60°. Вероятно, он фиксирует какую-то неровность в стенке некка точная морфология которого пока не установлена. Некк сложен однородными плагиоклаз-пироксеновыми трахибазальтами ($K_2O+Na_2O>5\%$), иногда с порфировидной структурой, где вкрапленники образованы плагиоклазом, реже авгитом, а основная масса – пироксеном и плагиоклазом с офитовой структурой. Миндалины неправильной формы представлены хлоритом.

У стенок некка в северной и юго-восточной частях встречаются также халцедоновые миндалины. После осмотра вулканических образований в районе объекта № 1 маршрут продолжается в район урочища Чертов Стул на южный склон г.Бол.Ваара (рис. 1).

Объект 2. Обнажения у уреза воды Петрозаводской губы слагают переслаивающиеся маломощные лавовые потоки шаровых, подушечных лав плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов заонежской свиты.

Отдельные шары и подушки, имеющие четкие ограничения, слагают либо полностью потоки, либо среднюю и верхнюю их части. Как правило, шары и подушки плотно соприкасаются друг с другом, хотя многие потоки в межшаровых пространствах имеют зоны, выполненные кварц-кальцитовым материалом обычно черного цвета.

Лавовые потоки шаровых лав в ряде случаев разделены маломощными пластами мелкообломочных туфов и туффитов. Основная масса пород имеет микродиабазовую или спилитовую структуры. Микропорфировые разновидности содержат вкрапления плагиоклаза (олигоклаз-андезина) и зерна клинопироксена (диопсид-авгит), часто замещенные хлоритом и актинолитом. В основной массе, замещенной хлорит-актинолитовым агрегатом, присутствуют магнетит, пирит, реже халькопирит, а также апатит, циркон. По химическому составу породы довольно однородные (табл. 1).

Таблица 1. Химические составы групп пород базальтоидов района пос. Соломенное

	1	2	3	4	5	6	7
	Г-19	Г-20	Г-21	Г-22	Г-23	Г-24	Г-5
SiO ₂	46,69	44,66	47,34	50,17	49,51	51,95	55,38
TiO ₂	1,03	0,99	1,03	1,42	1,42	1,07	1,86
Al ₂ O ₃	13,71	13,54	13,68	12,73	12,18	13,72	14,67
Fe ₂ O ₃	1,82	1,60	1,68	1,69	1,68	1,31	0,72
FeO	10,06	11,16	11,27	9,10	9,29	8,99	10,42
MnO	0,15	0,20	0,21	0,18	0,18	0,13	0,18
MgO	6,54	6,54	7,65	7,96	7,55	7,76	3,28
NiO	14,10	13,31	10,24	6,98	10,36	7,20	5,68
Na ₂ O	1,18	2,16	1,65	3,16	3,64	4,45	3,21
K ₂ O	0,14	0,27	0,46	1,37	0,37	0,23	1,70
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,58	0,25	0,26	0,19	0,28
H ₂ O	0,34	0,38	0,24	0,20	0,06	0,30	0,20
nnn	4,47	5,12	3,79	2,91	3,33	2,92	2,56
Сумма	100,39	100,10	100,02	100,12	99,83	100,24	100,14
S	0,22	0,33	0,06	0,04	Сл.	не обн.	0,01
Cu	0,015	0,016	0,014	0,014	0,013	0,014	0,0012
Co	0,0067	0,0073	0,0066	0,007	0,0069	0,0065	0,0045
Ni	0,014	0,017	0,014	0,017	0,017	0,015	0,001
V	0,035	0,034	0,035	0,030	0,029	0,031	0,030
Cr	0,024	0,024	0,024	0,028	0,030	0,017	0,007

Примечание. 1–3 – плагиоклаз-пироксеновые шаровые базальты; 4–7 – микропорфировые пироксен-плагиоклазовые базальты. до спилитовой. Химический состав приведен в таблице 11. Залегающий выше лавовый поток сложен афировыми андезибазальтами.

Объект 3. Урочище Чертов Стул. Здесь в основании обрыва видна следующая последовательность пород:

1. Массивные мегапорфировые плагиоклазовые андезибазальты и шаровые лавы плагиоклазовых порфировых андезибазальтов. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) образует крупные (до 1 см) преимущественно таблитчатые кристаллы. Вкрапленники моноклинного пироксена погружены в мелкозернистую хлоритизированную основную массу, содержащую микролиты альбита. Структура пород порфировая, серийно-порфировая, а основной массы микродиабазовая

2. Кремнистые тонкослоистые породы, образующие выдержанный по простиранию пласт, имеют мощность от первых десятков сантиметров до 2–5 м. В его кровле наблюдается маломощный (около 1 м) лавовый поток андезибазальтов, который выклинивается в западном направлении. В обнажении наблюдается лавовая подушка с типичными формами миндалин (газовых пузырей): в подошве – столбчатые (перпендикулярные к подошве), в центре – каравееоб-

разный большой газовый пузырь и мелкие миндалины, параллельные контакту, в кровле подушки. Горизонты 1 и 2 относятся к верхней пачке заонежской свиты на которой с несогласием залегает базальный горизонт суйсарской свиты.

Таблица 2. Химические составы серийно-порфировых плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Г-12	Г-13	Г-18	Г-16	Г-17	Г-25	87 (n=16)	89 (n=14)
SiO ₂	51,42	51,52	57,77	54,26	59,42	54,43	51,80	54,33
TiO ₂	1,18	1,04	1,25	1,38	1,32	1,46	1,49	1,32
Al ₂ O ₃	16,22	16,22	13,10	13,23	12,97	14,30	14,61	16,33
Fe ₂ O ₃	1,44	1,02	1,61	1,07	1,10	0,94	3,06	2,04
FeO	8,33	8,62	8,27	8,40	6,93	9,60	6,96	5,82
MnO	0,13	0,14	0,15	0,19	0,12	0,17	0,12	0,12
MgO	4,79	4,84	3,94	4,02	3,64	4,34	8,17	4,94
CaO	6,66	6,03	5,66	7,71	4,88	5,47	6,00	6,00
Na ₂ O	5,21	5,76	4,77	4,82	4,22	5,05	3,35	3,99
K ₂ O	0,34	0,10	0,24	0,009	1,17	0,14	0,82	1,54
P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,32	0,32	0,32	0,35	0,06	0,26
H ₂ O	0,41	0,41	0,37	0,32	0,32	0,26	0,64	0,21
п.п.п	3,19	3,65	2,79	4,50	3,27	3,40	3,55	3,08
Сумма	99,52	99,53	100,24	100,42	99,68	99,91	100,63	99,98
S	0,01	0,08	0,03	0,02	0,06	Не обн.	0,02	0,04
Cu	0,0033	0,0035	0,0031	0,0019	0,0042	0,013	0,0071	0,0039
Co	0,0050	0,0047	0,0047	0,0045	0,044	0,0050	0,0039	0,0055
Ni	0,0036	0,0041	0,0023	0,0023	0,0029	0,0027	0,020	0,0086
V	0,030	0,027	0,028	0,030	0,029	0,031	0,017	0,022
Cr	0,007	0,007	0,007	0,007	0,013	0,007	0,021	0,02

Примечание. 1–2 – мегапорфировые массивные Na-трахибазальты; 3–6 – плагиоклазовые порфировые андезибазальты шаровых лав; 7 – плагиоклазовые порфировые базальты суйсарской вулканической зоны; 8 – плагиоклазовые мегапорфировые трахиандеибазальты Суйсарской вулканической зоны.

3. На кремнистых сланцах и андезибазальтах залегают мелкообломочные литовитрокластические туфы. Химический состав этих пород довольно близок к составу плагиоклаз-пироксеновых базальтов.

В 250 м западнее этот горизонт в основании представлен туфоконгломератами с полуокатанными глыбами до 50 см, сложенными миндалекаменными и массивными базальтами, слоистыми туфогенно-осадочными породами и другими существенно вулканогенными образованиями заонежской свиты.

4. Агломератовые туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов в виде пласта мощностью до 50–60 м, прослеживаются в уступах урочища Чертов Стул.

5. Здесь же отчетливо наблюдается пересечение вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований комплексом даек. В месте осмотра фиксируются две параллельные дайки с непосредственными контактами их взаимодействия друг с другом, дайка плагио-пироксеновых базальтов в первично стекловатой, хлоритизированной основной массе, содержит 20–30 % вкрапленников пироксена (авгита), до 5–10 % плагиоклаза и реже единичные зерна псевдоморфнозамещенного оливина. В дайках оливин-пироксеновых базальтов вкрапленники преимущественно представлены пироксеном (авгитом), псевдоморфозами оливина (хлорит-иддингситовый агрегат) и мелкими зернами плагиоклаза. Химический состав пород дайкового комплекса приведен в табл. 3.

Объект 4. Продолжение разреза наблюдается на южном склоне горы Большая Вара выше красивой поляны над Чертовым Стулом. На пласте 4-го объекта залегают 3 маломощных потока плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов с подушечной текстурой в кровле. Выше них следует пласт туфогенных пород, а затем покров вариолитовых базальтов, который выклинивается к западу. Вариолитовые текстуры наиболее ярко проявлены в верхней части покрова. Они ассоциируются с подушечными текстурами, также характерными для кровли тела. Распределение вариолей по лавовой подушке неоднородное и подчеркивает зональное строение самой подушки.

Впервые в русской геологической литературе эти образования были описаны в 1864 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом в районе дер. Ялгуба. Несколько позднее в 1909 г. вариолиты, подобные во многих отношениях Ялгубским, были обнаружены и описаны В.М. Тимофеевым на о. Суйсарь. В последующие годы петрографические особенности вариолитов о.Суйсарь рассматривались в работах М.А. Гиляровой (1941, 1959). Ялгубские вариолиты с тех пор получили широкую известность и в дальнейшем подобные образования многими исследователями устанавливались в различных регионах нашей страны. Образование вариолитов большинством

исследователей принимается как процесс ликвации (Левинсон-Лессинг, 1949; Маракушев, Безмен, 1980; Хитаров и др., 1973, 1978; Пугин, Хитаров, 1980, 1982; и др.).

Таблица 3. Химические составы пород даек суйсарского вулканического комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Г-6	Г-7	Г-8	Г-9	Г-10	Г-11	(n=10)	(n=47)
SiO ₂	50,50	48,30	50,72	48,24	48,64	47,18	42,63	48,39
TiO ₂	1,47	1,51	1,35	2,10	1,35	1,93	1,66	1,86
Al ₂ O ₃	10,48	10,74	13,62	12,31	13,88	12,83	9,10	12,69
Fe ₂ O ₃	0,80	1,06	1,12	1,48	1,12	1,24	2,14	2,10
FeO	8,91	9,84	8,98	9,91	9,34	10,85	10,24	9,44
MnO	0,16	0,18	0,16	0,17	0,17	0,20	0,23	0,18
MgO	12,55	13,86	6,85	11,04	8,82	10,28	19,42	9,67
CaO	6,90	8,76	9,81	8,90	9,32	8,55	7,82	8,87
Na ₂ O	0,81	0,77	2,25	1,15	2,12	1,65	0,28	1,87
K ₂ O	0,27	0,21	1,16	0,52	1,36	0,84	0,03	0,83
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,18	0,28	0,16	0,26	0,16	0,21
H ₂ O	0,40	0,32	0,21	0,32	0,27	0,23	0,74	0,29
nnn	4,67	4,26	3,46	3,59	2,98	3,78	5,74	3,61
Сумма	100,12	100,03	99,87	100,01	99,55	100,66	100,19	100,22
S	0,01	0,02	0,16	0,02	0,01	0,01	Не опр.	0,04
Cu	0,019	0,021	0,017	0,034	0,022	0,043	0,0055	0,015
Co	0,0080	0,0083	0,0057	0,0061	0,0063	0,006	0,012	0,0078
Ni	0,063	0,076	0,015	0,043	0,020	0,046	0,092	0,032
V	0,027	0,031	0,033	0,036	0,032	0,038	0,032	0,031
Cr	0,087	0,087	0,027	0,061	0,034	0,061	0,118	0,045

Примечание. 1,2,4, 6 – оливин-пироксеновые мелабазальты, 3, 5 – плагиоклаз-пироксеновые базальты ур.Чертов Стул, 7 – пикробазальты суйсарской вулканической зоны, 8 – пироксеновые мелабазальты суйсарской вулканической зоны.

Количество вариолей в разрезах лавовых покровов визуальнo оценивается до 30–35 %. Однако в шаровых лавах микропорфировых пироксеновых базальтов количество вариолей в разных шарах и подушках варьирует от первых процентов до 45–50 %. В вариолитовых пироксеновых базальтах распределение как породообразующих окислов, так и рудных элементов между основной массой и вариолями резко дифференцировано (табл. 4). Следует обратить внимание, что ликват (вариоли) по общему химическому составу очень близок к исходному расплаву плагиоклазовых серийно-порфировых базальтов (табл. 2).

Таблица 4. Химический состав вариолитовых базальтов суйсарского вулканического комплекса (Голубев, Светов, 1983)

	Валовый состав		Основная масса		Вариоли	
	910-1	910-2	910-3	910-4	910-5	910-6
SiO ₂	54,76	54,36	40,67	40,72	58,02	57,96
TiO ₂	1,46	1,34	1,36	1,36	1,28	1,26
Al ₂ O ₃	12,43	12,79	13,92	13,35	12,56	12,57
Fe ₂ O ₃	2,14	2,35	3,85	4,50	1,28	1,28
FeO	7,75	7,75	15,33	15,47	6,75	6,75
MnO	0,18	0,18	0,30	0,30	0,15	0,15
MgO	5,52	5,73	8,52	9,00	5,34	5,54
CaO	8,68	8,40	9,02	8,73	7,56	7,28
Na ₂ O	1,98	2,06	0,14	0,12	3,65	3,65
K ₂ O	2,37	2,27	0,74	0,71	1,52	1,52
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,29	0,29	0,26	0,28
H ₂ O	0,32	0,25	0,68	0,66	0,27	0,25
nnn	2,35	2,41	5,54	5,41	1,60	1,40
Сумма	100,20	100,41	100,36	100,62	100,24	99,89
S	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05
Cu	0,015	0,015	0,011	0,014	0,017	0,017
Co	0,006	0,008	0,011	0,011	0,006	0,006
Ni	0,014	0,013	0,017	0,019	0,012	0,012
V	0,025	0,042	0,0-12	0,044	0,038	0,046
Cr	0,025	0,025	0,020	0,020	0,033	0,034
Zn	0,011	0,011	0,019	0,019	0,009	0,009

Объект 5. Верхнюю часть разреза составляют агглютинативные, участками гидротермально- измененные туфы, агломеративные туфы, по составу соответствующие пироксеновым и плагиоклаз-пироксеновым порфи-

ровым базальтам. Мощность агглютинативной части разреза составляет около 40 м, при этом они выклиниваются в северо-западной части г.Бол.Ваара.

Залегающие выше агломератовые туфы без заметной стратификации завершают разрез урочища Чертов Стул. Общая мощность вулканогенных пород суйсарской свиты в данном разрезе около 100 м.

Таблица 5. Химический состав вариолитовых базальтов суйсарского вулканического комплекса (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	Валовый состав		Основная масса		Вариоли	
	910-1	910-2	910-3	910-4	910-5	910-6
SiO ₂	54,76	54,36	40,67	40,72	58,02	57,96
TiO ₂	1,46	1,34	1,36	1,36	1,28	1,26
Al ₂ O ₃	12,43	12,79	13,92	13,35	12,56	12,57
Fe ₂ O ₃	2,14	2,35	3,85	4,50	1,28	1,28
FeO	7,75	7,75	15,33	15,47	6,75	6,75
MnO	0,18	0,18	0,30	0,30	0,15	0,15
MgO	5,52	5,73	8,52	9,00	5,34	5,54
CaO	8,68	8,40	9,02	8,73	7,56	7,28
Na ₂ O	1,98	2,06	0,14	0,12	3,65	3,65
K ₂ O	2,37	2,27	0,74	0,71	1,52	1,52
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,29	0,29	0,26	0,28
H ₂ O	0,32	0,25	0,68	0,66	0,27	0,25
nnn	2,35	2,41	5,54	5,41	1,60	1,40
Сумма	100,20	100,41	100,36	100,62	100,24	99,89
S	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05
Cu	0,015	0,015	0,011	0,014	0,017	0,017
Co	0,006	0,008	0,011	0,011	0,006	0,006
Ni	0,014	0,013	0,017	0,019	0,012	0,012
V	0,025	0,042	0,0–12	0,044	0,038	0,046
Cr	0,025	0,025	0,020	0,020	0,033	0,034
Zn	0,011	0,011	0,019	0,019	0,009	0,009

Далее осмотр разреза суйсарского вулканического комплекса продолжается в районе горнолыжной трассы напротив дер. Ялгуба, в 14 км. севернее урочища Чертова Стула.

СУЙСАРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС В РАЙОНЕ ЯЛГУБСКОГО КРЯЖА

Знакомство с разрезом Ялгубского кряжа (профиль II–II, рис. 2) проходит по склонам горнолыжной трассы (высота с отметкой 123,3 м) вкрест простирания породной ассоциации. Демонстрируемый разрез сложен мощными лавовыми потоками массивных и подушечных базальтов, чередующихся с потоками плагиоклаз-пироксеновых базальтовых порфиритов и маломощными от 0,4 до 4м прослоями основных туфов различной размерности. Доминируют псаммитовые, неслоистые разности, но при этом в единичных выходах обнажены агломератовые туфы с размером литокласт до 17 см.

Лавовые потоки имеют мощность от 3–5 до 15–18 м. Для большинства из них характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации или миндалекаменных зон (миндалины до 0,5см в диаметре) формирующих линзовидные скопления со следами остаточных течений и четко диагностируемых афанитовых зон закалки.

Потоки секутся многочисленными жилами кварц-хлоритового состава малой мощности.

Осмотр разреза начинается от дороги и проходит по правому склону горнолыжной трассы.

Объект 6. Подушечные лавы базальтов образуют потоки мощностью от 5 до 18–20 м, в данном случае – 12м. Размер отдельных подушек колеблется в зависимости от мощности потока и изменяется от 5–10 см в диаметре до 2,5 x 1,8 м. Наиболее распространены мелкие подушки диаметром до 1 м. В общей массе они плотно упакованы, имеют четкие хвосты провисания, по которым определяется кровля потока. В отдельных выходах видна скорлуповатая отдельность по зонам закалки подушек. Межподушечное пространство заполнено смесью обломков лавового материала (лавобрекчия) и мелкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом, по которому развивается хлорит, реже встречается засыпка туфового материала. Лавовый поток перекрывается слоем псаммитовых туфов.

Объект 7. Выше по склону трассы в ущелье представлены расчищенные выходы подушечных лав базальтов с вариолитовыми текстурами. Мощность лавового потока достигает 15–18 м. Данный поток отличается от остальных по размеру подушек, достигающих по длинной оси более 3,5 м. В строении подушек возможно выделить следующие зоны: зона закалки мощностью 1–2 редко до 3–5 см, представлена афанитовой породой, темно зеленого цвета; краевая зона представлена более раскристаллизованной породой, более лейкократовой (иногда в ней встречаются единичные микровариоли округлой формы до 1–3мм; центральная зона – самая лейкократовая из-за большого содержания вариолой (до 70 % объема). В единичных подушках можно наблюдать все стадии плавного перехода от разрозненных

глобул к их скоплениям и слипанию в линзоподобные образования, причем максимальный размер линз достигает 1.2–1.3 м; *Ядра подушек*. В единичных случаях в перпендикулярных срезах ядра, вскрываются газовые пустоты, размером 20×5 см, заполненные кварц-карбонатным агрегатом, серповидной формы.

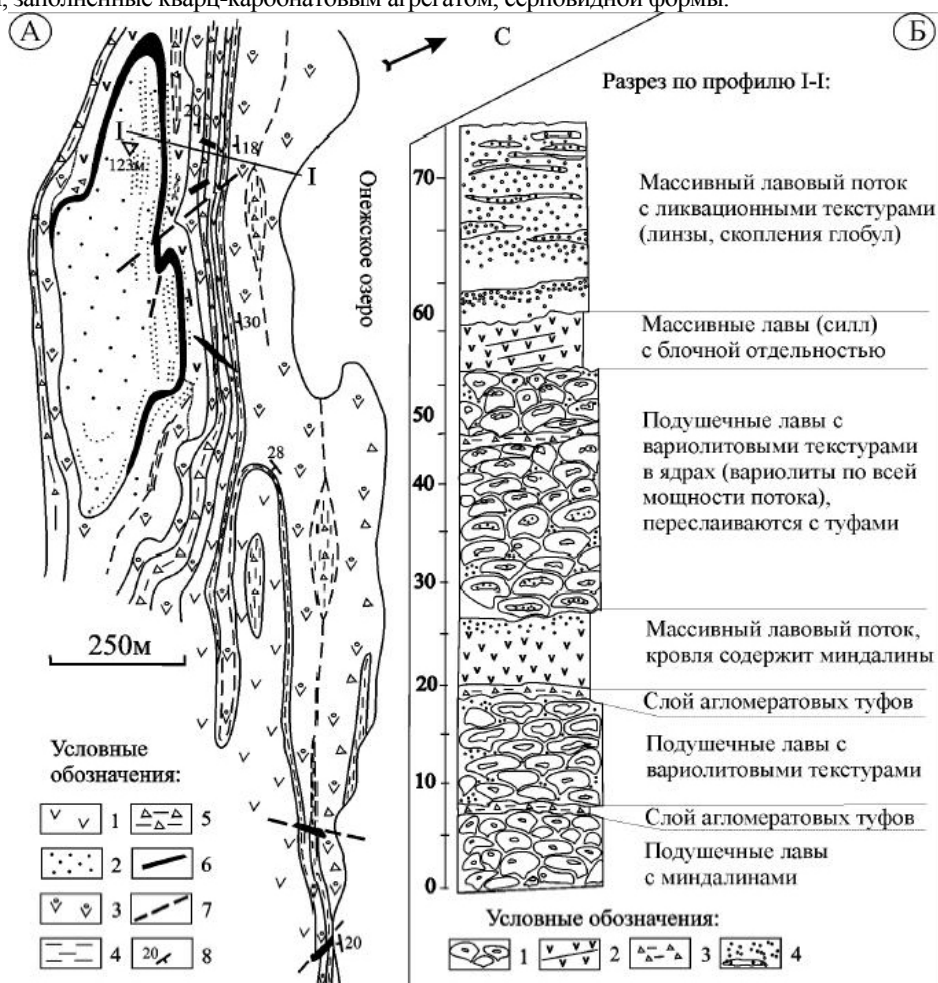


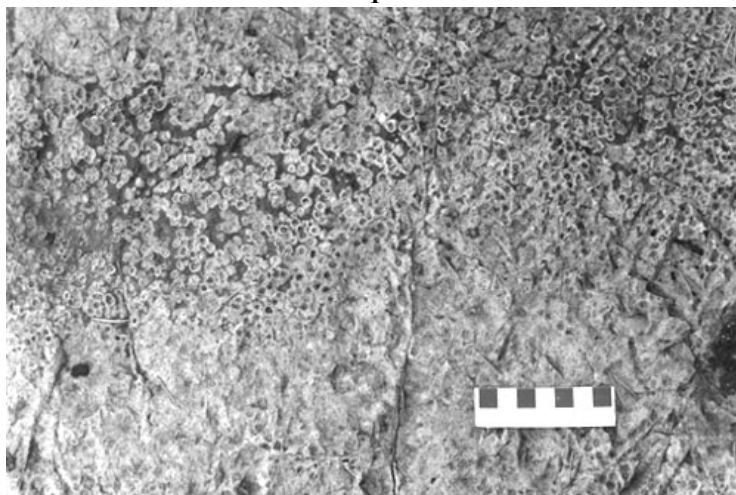
Рис. 2. Схема геологического строения (Фрагмент А) и разрез по профилю I-I (фрагмент Б) Ялгубского кряжа, Центральная Карелия:

А: 1 – массивные миндалекаменные лавы базальтов, 2 – массивные вариолитовые лавы с ликвационными линзами и единичными глобулами, 3 – лавобрекчии, подушечные лавы, 4 пелитовые туфы с вкрапленностью гематита, 5 – агломератовые туфы, 6 – пластовые тела и секущие дайки базальтов, 7 – тектонические нарушения, 8 – элементы залегания;

Б: 1 – подушечные лавы базальтов с миндалинами; 2 – массивные лавы базальтов, иногда с блочной отдельностью; 3 – слои агломератовых туфов базальтов; 4 – зоны вариолитов, ликвационных линз в массивных, подушечных лавовых потоках.

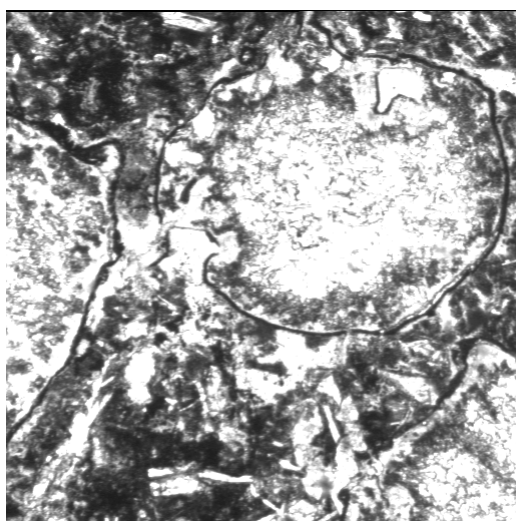


1



2

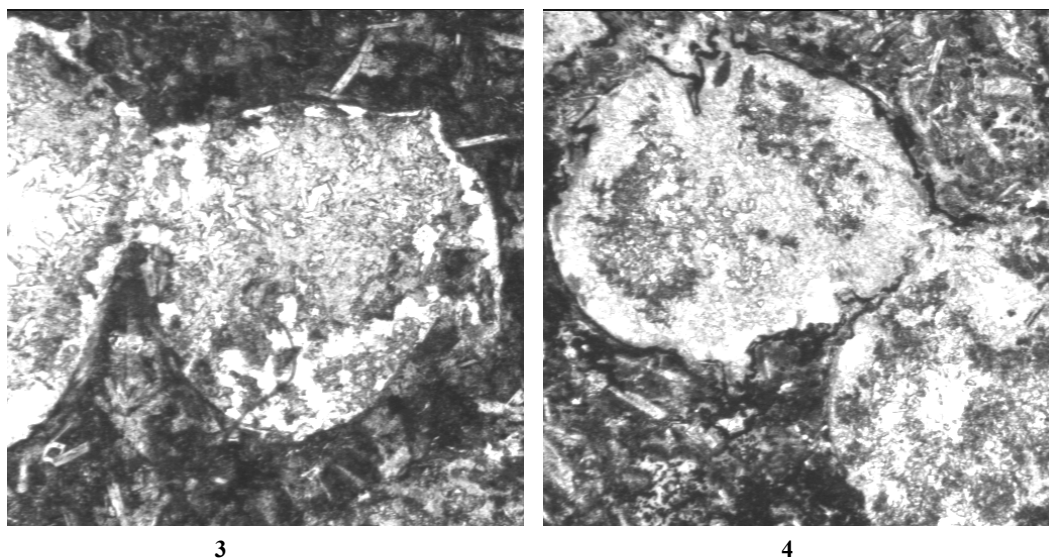
Примечание. 1– подушечные лавы базальтов, 2– вариолитовая лава.



1



2



3

4

Примечание. Микрофотографии шлифов вариолитов. 1– отдельные глобулы в массивной лаве, 2– матрице, 3, 4– коалесценция глобул с преодолением фазовых границ.

Объект 8. На вершине кряжа, рядом с тригопунктом, вскрыты несколько массивных лавовых потоков с вариолитовой текстурой. Мощность лавовых потоков массивных базальтов изменяется от 5 до 16 м. Распределение вариолей по потоку не равномерно, общей закономерностью являются максимальные концентрации в верхних частях потоков, где фазы ликвата может содержаться до 80 объемных %. Структура породы спилитовая, у глобул –сферолитовая. Наиболее типичный размер глобул 0.4–5.2 см, форма близкая к шарообразной. Встречается несколько типов глобул: *Глобулы с четко проявленной зональностью*, в которых выделяется тонкая стекловатая краевая зона мощностью до 1мм, далее более крупнозернистая зона 1–1.5 мм сформированная сноповидными игольчатыми кристаллами плагиоклаза в диопсид-авгит-актинолитовом агрегате и ядро 1–5 мм контрастного темного цвета, сложенное кварц-полевошпатово-хлоритовой тонкозернистой массой. *Крупные идеально округлые глобулы* размером 2–3.5 см с четкими границами фазового раздела (краевая зона 0.5–0.8 мм) и однородным внутренним строением. Матрикс содержит до 40 % микроглобул размером до 0.2 мм, его окраска темно-серого цвета. Он представлен стекловатой массой с единичными кристаллами пироксена и амфибола, чаще всего хлоритизированного и эпидотизированного. (микрофотографии шлифов)

Процессы слияния глобул (коалесценции) отражены повсеместно, типичными являются плавные переходы от зон разрозненных глобул к ликвационным линзам, когда исчезают границы фазового перехода между отдельными глобулами, но сохраняются реликты вещества матрикса. Размеры линз достигают по мощности 3–4 м, и хорошо прослеживаются по простирацию потоков, их ориентировка совпадает с элементами залегания. (простираение СЗ 300 и падение 37 ЮЗ) В некоторых случаях описано чередование линз и зон разрозненных глобул.

Насыщенность породы глобулами по отношению к матриксу меняется от 1–2 % в подошвенных участках лавовых тел до 90 % в кровле потоков. В редких случаях видны следы остаточного течения, когда линейная ориентировка глобул приобретает четкую волновую картину. Для массивных лавовых тел с вариолитовой текстурой характерно наличие зон закалки в кровле, представленных афанитовой породой с единичными глобулами, мощность не превышает 1м.

Далее экскурсия спускается вниз по левому склону горнолыжной трассы, осматривая массивные вариолитовые лавы.

КАМЕНЬ В АРХИТЕКТУРЕ ГОРОДА ПЕТРОЗАВОДСКА

Ларькина Н.Ю., Пудовкин В.Г.

Маршрут по центру Петрозаводска.

Цель маршрута – познакомиться с использованием карельского камня в архитектуре г. Петрозаводск и с влиянием современного техногенного выветривания на камень в городе.

Начало городу Петрозаводску положил пушечно-литейный завод, заложенный в 1703 году по указу легендарного царя-градостроителя Петра I рядом с устьем реки Лососинки на берегу Онежского озера. Впоследствии завод назвали Петровским, и он стал крупнейшим оружейным заводом тех лет.

Именно поэтому маршрут начинается на пересечении проспекта Карла Маркса и Онежской набережной, где расположен памятник Петру I – работа скульптора И.Н. Шредера и архитектора И.А. Монигетти. Памятник заложен в мае 1872 году в честь 200-летия со дня рождения основателя города, а открыт в июне 1873 года в честь 100-летия со дня основания Александровского (Онежского) завода. Фигура императора отлита из бронзы, а пьедестал выполнен из знаменитого серого «сердобольского» гранита – северное побережье Ладожского озера в районе Сердоболя (сейчас город Сортавала) – посталодожские плагиограниты. Это массивные породы среднезернистые серого цвета, плагиоклазовые с линейной текстурой. Интрузивные граниты по своему строению однородны, обладают хорошей отдельностью и дают крупные монолиты. Из этого же камня выполнены скульптуры Атлантов в г. Санкт-Петербург, пьедестал памятника А.С. Пушкину в Москве и пьедестал памятника «Тысячелетие России» в Великом Новгороде.

Далее маршрут проходит близ Речного вокзала вдоль первой очереди набережной Онежского озера, где широко представлены граниты месторождения Гольцы и месторождения Сюскюянсаари («валаамский» гранит).

Месторождение Гольцы представляет собой группу месторождений на Шальских островах в восточной части Онежского озера. Это группа из 3 небольших островов, расположенных в 7,5 км к юго-западу от устья р. Водлы. Острова сложены темно-серым среднезернистым плагиогранитом. Гранит обладает хорошими декоративными свойствами (Борисов, 1963).

Месторождение Сюскюянсаари расположено на небольшом острове Германа в северной части Ладожского озера. Остров расположен в 10–12 км на запад-северо-запад от г. Питкяранта. Он сложен мелкозернистым красным гранитом (в восточной, южной и северной частях острова) и гнейсо-гранитом (в западной части) верхнеархейского возраста. Гранитные породы занимают ядро антиклинали. Граниты мелкозернистые, розового цвета, аплитовидные однородного плагио-микроклинового состава с очень малым количеством цветных минералов без посторонних включений и жилок. В XIX в. это месторождение разрабатывал Валаамский монастырь, поэтому гранит иногда называют «валаамским» (Борисов, 1963).

На первой очереди набережной в г. Петрозаводска около Речного вокзала наблюдается пример неправильного применения камня при строительстве ограждений набережной из металла и камня. Для закрепления металла в камне использовали деревянную пробку, которая со временем стала разбухать, впитывая влагу. Часть камня, не выдержав давления от пробки, откололась, и по этой причине внешний вид ограды очень пострадал.

По центральной аллее парка Культуры и отдыха маршрут проходит мимо женской бронзовой скульптуры Л. Давидяна и фонтана, где можно наблюдать обломки различных горных пород, которые пилились на камнеобрабатывающем заводе в г. Кондопоге.

Следующие два объекта находятся на площади С.М. Кирова. В прошлом площадь называлась Соборная, и на ней располагались три храма и старинные здания мужской (ныне Музей изобразительных искусств) и женской гимназии (ныне здание ансамбля «Кантеле»; Путеводитель..., 2012). Сейчас центральное место на площади занимает памятник С.М. Кирову, а до революции на его месте возвышался Александр Второй. К первой годовщине Октябрьской революции петрозаводские коммунисты сбросили с пьедестала царскую статую. На освободившийся постамент было решено поставить истинного героя современности, но в связи со стремительно меняющейся историей нашей страны, долгие годы постамент пустовал. Лишь после смерти С.М. Кирова незамедлительно решился вопрос с названием площади и фигурой, которая займет центральное место на площади. Памятник был открыт 12 декабря 1936 года на современной площади Кирова. Автор памятника – заслуженный деятель искусства скульптор Матвей Манизер. В 1942 году памятник был снесен оккупационными властями, и вывезен в Финляндию. После войны бронзовую фигуру так и не вернули на историческую родину, и М. Манзер согласился сделать копию скульптуры, и памятник вновь был открыт в 1945 году. Пьедестал скульптуры выполнен из кварцитов шокшинской свиты, более известных как шокшинские малиновые кварциты. В литературе, посвященной Петрозаводску, ошибочно написано, что данный пьедестал выполнен из гранита, однако на блоках, использованных в строительстве пьедестала, отчетливо видна слоистость, характерная для шокшинских кварцитов.

Месторождение шокшинских малиновых кварцитов известно с конца XVIII в., расположено оно в 6 км от с. Шокши и в 65 км от Петрозаводска, у автотрассы Петрозаводск-Вознесенье. Месторождение расположено на небольшой возвышенности, расчлененной долиной ручья, оно сложено иотнийскими осадками с метадиабазовыми пластовыми интрузиями. Кварцевые породы здесь представлены двумя толщами – красно-бурыми и серыми кварц-полевошпатовыми перекристаллизованными песчаниками так называемого шолтозерского типа внизу и собственно шокшинской свитой красных и розовых кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев. Общая мощность красных кварцитов 24 м, выше которых залегает наиболее декоративный горизонт малинового кварцито-песчаника с характерной слоистостью (мощность горизонта 17 м). Этот камень знаменит тем, что из него сооружена гробница Наполеона I Бонапарта во Франции, постамент могилы Неизвестного солдата в Москве, стеллы городов героев на Красной площади, надпись «Ленин» и верхняя часть мавзолея.

Рядом с памятником С.М.Кирову расположен Музыкальный театр, построенный по проекту архитектора Саввы Бродского в 1956 году, когда разработка месторождений камня в Карелии еще не была возобновлена, и в его оформлении были использованы капустянский гранит (Житомирская область) и крупнозернистый кальцитовый мрамор месторождения Коялга, Челябинская область. Цоколь театра облицован полированными плитами порфировидного гранита Капустинского месторождения, на котором видны следы разрушения от загрязненного воздуха. «Кислотные дожди», воздействуя на штукатурку второго, третьего и четвертого этажей, приводят к образованию легко растворимых солей. Натриевая соль серной кислоты (Na_2SO_4) способна образовывать кристаллогидраты, в структуре которых от 2 до 11 молекул воды. При кристаллизации натриевой соли серной кислоты (Na_2SO_4) происходит рост объема до 3,11 раза, что создает значительное давление на стенки пор. В связи с тем, что докембрийские граниты – малопористые горные породы, то наиболее доступный для растворов становится биотит. Вследствие кристаллизации Na_2SO_4 , биотит выталкивается из породы, и на поверхности мы наблюдаем многочисленные каверны. В дальнейшем идет разрушение агрегата из кварца и полевого шпата. На одной из стен южной части фасада разрушению подверглись более 50 % плит.

Колоннады портика главного входа Музыкального театра выполнены из крупнозернистого кальцитового мрамора, который не выдержал суровых условий северного климата и потерял свой парадный вид. Приповерхностные неглубокие разрушения существенно не влияют на прочность и устойчивость камня, однако отрицательно сказываются на его внешнем виде. Прямое воздействие «кислотных дождей» приводит к неравномерному растворению поверхности зерен, на которой хорошо держаться пылесажевые загрязнения. В 2006–2009 годах в здании были произведены реставрационные работы, и колоннады обрели свой первоначальный облик.

Следующий объект расположен близ площади Кирова – это памятник Карлу Марксу и Фридриху Энгельсу. Памятник был открыт 10 мая 1960 года в связи с празднованием 40-летия со дня образования Карельской Трудовой Коммуны. Этот памятник замечателен тем, что основоположники коммунизма изображены мирно сидящими на лавочке в дружеской беседе. Автором этого памятника стал киевский скульптор Е.И.Белостокский совместно со скульпторами Э.М.Фридманом и П.Ф.Осипенко. Скульптурная группа была отлита из бронзы на Мытищинском заводе, а пьедестал памятника сооружен из блоков шокшинского малинового кварцита. Но, к сожалению, здесь наблюдается строительный брак – в связи с тем, что камни цоколя имеют значительный вес, происходит заметная просадка пьедестала и происходит раскрытие швов, поэтому памятник выглядит неряшливо.

На пересечении улиц Кирова и К. Маркса расположено административное здание МВД РК, цокольный этаж которого облицован гранитами острова Гольцы, восточный берег Онежского озера. Камень обработан в разных фактурах: точечной, бороздчатой, скалы, и это архитектурный прием. Камни выложены в виде руста, поэтому в солнечную погоду стенка создает объемное впечатление.

Площадь Ленина, которая ранее именовалась Круглой, является историческим центром Петрозаводска. Во время ее проектирования предполагалось, что эта площадь будет лежать в самом сердце городе, а от нее лучами будут расходиться главные улицы. Архитектурный ансамбль площади представлен комплексом сооружений 1760–1780 годов (Путеводитель..., 2012), и повсюду можно наблюдать карельский камень.

На площади Ленина расположен мемориал «Вечный огонь». При его строительстве использовали шокшинский малиновый кварцит и габбро-диабаз Ропручейского месторождения (Могила Неизвестного солдата). В блоках кварцита можно наблюдать различные слоистые текстуры.

Ропручейское месторождение состоит из двух крупных массивов габбро-диабазы, расположено в 95 км от Петрозаводска, вдоль трассы Петрозаводск-Вознесенье, у поселка Ропручей. Оба массива круто обрываются в сторону озера. Месторождение приурочено к мощной толще иотнийских кварцито-песчаников, в которую в конце иотния внедрилась диабазовая магма, вышедшая позже на дневную поверхность. Ропручейская интрузия сложена однородными плотными мелкозернистыми диабазами офитовой структуры (реже габброидной), которые залегают на кварцито-песчаниках (Борисов, 1963).

Площадка перед мемориалом заложена брусчаткой (нем. «кляйнфляйстер») шокшинского кварцита с веерообразной укладкой камня. Прямоугольные плиты и разделяющие полосы этой площадки изготовлены из средне- и крупнозернистых огнейсованных плагиомикроклиновых серовато-розового цвета гранитов Ванжезерского месторождения, которое находится на трассе Беломоро-Балтийского канала. На аллее перед мемориалом во вторичном использовании уложены тротуарные плиты каменноборского песчаника – характерный элемент городских улиц старого Петрозаводска.

Ломки месторождения Каменный бор расположены в черте г. Петрозаводск, рядом с жилыми кварталами. Иотнийские кварцито-песчаники здесь залегают на нижнепротерозойских туфосланцах суйсарского комплекса и иотнийских конгломератах. Песчаники образуют полого падающую синклиналичную структуру. Само месторождение является частью свиты песчаников шелтозерско-петрозаводского типа западного побережья Онежского озера. Породы здесь представлены пятью разностями: зеленовато-серой, красно-бурой с включениями других разностей, темно-серой до черной, конгломератами и сланцеватыми песчаниками (Борисов, 1963).

Справа от «Вечного огня» установлена большая глыба «соломенской брекчии» (агломератовые туфы), которая является гляциоотторженцем, т. е. результатом откалывающего действия материкового ледника на скальное основание.

Термин «соломенская брекчия» (агломератовые туфы) был введен в геологическую литературу А.А. Иностранцевым. Выходы этих пород на дневную поверхность встречаются на северном и северо-восточном берегу Петрозаводской губы Онежского озера в районе пролива между озерами Логмозеро и Онежским. Агломератовые туфы содержат большое количество разновеликих от долей сантиметров до глыб диаметром 2–3 м обломков афанитовых базальтов, плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов и микропорфировых базальтов, имеющих преимущественно рваные, остроугольные края. Цементом агломератовых туфов являются тонкоиздробленная масса стекловатых и порфировидных базальтов. В большинстве выходов в цементе наблюдается окварцевание, хлоритизация и формирование вокруг обломков осветленных реакционных кайм.

В центре одноименной площади расположен памятник В.И. Ленину – работа скульптора Матвея Манизера. Он выполнен из блоков серого гранита острова Гольцы в разных фактурах обработки. Скульптура очень динамична, и это один из старейших, и один из самых крупных памятников вождю коммунизма в нашей стране.

От площади Ленина один из «лучиков» ведет нас в Губернаторский парк (Губернаторский сад). Слева от входа стенка, на которой демонстрируются три пушки Александровского (Онежского) завода, которые не выдержали испытания (пробы). Это подлинные изделия завода, в отличие от пушек расположенных на набережной – это модели в натуральную величину, которые никогда не стреляли и стрелять никогда не смогут.

К 300-летию г. Петрозаводска в Губернаторском парке был установлен памятник первому губернатору края Гавриле Романовичу Державину – работа скульптора Вальтера Сойни и архитектора Эмиля Кулдавлетова. Церемония открытия памятника прошла в июне 2003 года, в канун 260-летия со дня рождения великого русского поэта, чья государственная деятельность была связана с Карелией. Фигура губернатора выполнена из бронзы. Она стоит на пьедестале из гранита месторождения Кашина гора с восточной части Онежского озера. Это один из самых популярных гранитов в Карелии (из него же выполнены памятники партизанам-подпольщикам на ул. Гоголя, памятник О.В. Куусинену, цокольная часть гостиницы Северная).

Месторождение Кашина гора расположено на правом берегу р. Водлы в 7 км от ее устья у поселка Кашино. Оно состоит из кряжей, сложенных серым и розовым гранитом с полосчатой текстурой. Породы хорошо обнажены, они имеют массивное сложение, но иногда огнейсованы. Наиболее распространены серовато-розовые разновидности микроклин-плагиоклазового состава, серые плагиоклазовые граниты перемежаются с серовато-розовыми. Те и другие секутся кварцевыми прожилками, очень редко – пегматитовыми жилками (Борисов, 1963).

На пересечении улиц Анохина и Ленина установлен бронзовый бюст Петра Федоровича Анохина, возглавлявшего Олонецкий губисполком в годы установления советской власти в Карелии. Открыт 26 сентября 1967 года в связи с 50-летием Октябрьской революции. Скульптор – В.В. Афанасьев. Постамент сделан из серого габбро-диабазы.

Железнодорожный вокзал Петрозаводска является памятником архитектуры. Он построен в 1953–55 гг. по проекту архитектора В.П. Ципулина в традициях позднего неоклассицизма. Дает композиционное начало проспекту Ленина, являющемуся главной функциональной осью центра города, и доминирует в ансамбле площади Гагарина. Здание представляет собой целостную симметрично-осевую композицию, и своим расположением и шпилем напоминает здание адмиралтейства в Санкт-Петербурге. Цокольная часть вокзала и плиты перед входом выполнены из капустянского гранита с гранатами (Житомирская область). Стены нижнего зала вокзала облицованы светлым Коялгинским мрамором Челябинской области. Это облицовка интересная тем, что здесь очень быстро проявились процессы современного городского выветривания.

В XX в. все пассажирские вагоны отапливались каменным углем, который производил очень много сернистого газа. При сильной влажности и ветре газ соединялся с водой, образуя серную кислоту и через подземный переход засасывался вовнутрь здания. Кальцит мрамора, реагируя с серной кислотой образовывал гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Данный процесс происходил с увеличением объема и с образованием тонких корочки гипса. В настоящее время на светло-серой поверхности камня они наблюдаются как молочно-белые пятна. При дальнейшем увеличении этих гипсовых корочек происходило их разрушение, и впоследствии обнажился нижележащий слой. Для этого слоя характерна межгранулярная дезинтеграция, т. е. распад на составляющие зерна. Итальянские реставраторы называют это разрушение «раковым заболеванием» камня, и камень здесь требует замены. Впервые этот процесс на вокзале был замечен в 1975 году. На данный момент не менее 40 % нижних плит подвержены этому разрушению.

На этом экскурсия по каменному убранству Петрозаводска заканчивается, но на этом не заканчиваются архитектурные объекты, которые построены с использованием карельского камня, и они не менее значимы в истории Карелии и не менее красивы по своему облику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисов П.А.* Каменные строительные материалы Карелии//Петрозаводск, 1963. 368 с.
2. Путеводитель по Петрозаводску//Петрозаводск, 2012. 35 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
<i>Борисенко Е.С.</i> Базиты юго-восточной части Мончетунровского массива (Кольский полуостров)	9
<i>Дейнес Ю.Е.</i> Геоморфологические признаки залежей шунгитоносных пород онежского синклинория	11
<i>Завьялов А.А.</i> Служба мониторинга устойчивости уступов Геологического управления ОАО «Ковдорский ГОК», история организации, цели, перспективы развития	12
<i>Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д.</i> Этапы магматизма в истории формирования ветреного пояса (балтийский щит)	15
<i>Мудрук С.В., Горбунов И.А., Балаганский В.В., Раевский А.Б.</i> Анатомия гигантской палеопротерозойской колчановидной складки, Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита	17
<i>Нестерова Н.С.</i> U-Pb возраст сфенов как один из критериев при тектоническом районировании восточной части Фенноскандинавского щита	20
<i>Рожкова В.С.</i> Влияние модифицирования на кислотные свойства водных вытяжек шунгитовых пород	23
<i>Толстобров Д.С.</i> Перемещение береговой линии моря и неотектонические движения земной коры на северо-востоке балтийского щита (история и методы изучения)	26
<i>Чеснокова А.И., Сиротин В.И.</i> Строение и минералогия бокситоносной коры выветривания КМА (в свете фрактальной геометрии)	29
ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ	
<i>Егорова Ю.С.</i> К проблеме контаминации мантийных санукитоидных расплавов веществом континентальной коры	33
<i>Кулик Н.В., Рожкова Н.Н.</i> Свойства поверхности нанопорошка шунгита	36
<i>Кучеровский Г.А., Матвеева Л.В.</i> Геология, петрология и возраст архейских даек среднего и основного состава в комплексе фундамента в районе Палой Ламбы	39
<i>Мельник А.Е.</i> Sm-Nd возраст гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс	41
<i>Митрофанов А.Ф., Козарко Л.Н., Аносова М.О., Костицын Ю.А.</i> Особенности распределения редких и благородных металлов в сульфидных парагенезисах месторождения Федорова Тундра (Кольский п-ов)	43
<i>Ниткина Е.А.</i> Изотопное U-Pb датирование древнейших пород комплекса TTG Ингозерского блока (Кольский полуостров)	45
<i>Рожков С.С., Панов Н.Г.</i> Полимерные композиционные материалы с наноразмерным шунгитовым наполнителем	48
ГЕОЭКОЛОГИЯ И МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ	
<i>Алексеева А.Н., Корсакова О.П.</i> Донные отложения малых озёрных котловин Карельского берега Белого моря	55
<i>Анциферова Т.А.</i> Оценка степени воздействия нефтеперерабатывающих предприятий на компоненты окружающей природной среды при внедрении технологии глубокой переработки нефти	58
<i>Асянина В.Ю., Мовчан И.Б.</i> Воздействие ферросплавных предприятий на здоровье человека и состояние окружающей среды	60
<i>Бочаров С.В.</i> Эколого-правовые аспекты современного недропользования	62
<i>Бурлаков П.С.</i> Тектонические структуры Онежского грабена. Ландшафтная интерпретация и геоэкологические аспекты	64
<i>Губанова И.В., Репина Е.М.</i> Эколого-ландшафтная характеристика водоохранных зон Воронежского водохранилища	66
<i>Ильяш Д.В.</i> Загрязнение железом и марганцем подземных вод бассейна р. Воронеж. Кто виноват: природа или липецкие металлурги?	69
<i>Кричевцова М.В., Крутских Н.В.</i> Перспективы проведения геоэкологической оценки и мониторинга техногенного воздействия нерудного горного комплекса на состояние природной среды	72
<i>Кутилина О.В., Валяльщикова А.А.</i> Эколого-геологические аспекты расчета ЗСО водозаборов (на примере водозабора ст. Давыдовка).	74
<i>Лавлинская Н.С., Валяльщикова А.А.</i> Трансформация эколого-гидрогеологических условий в зоне влияния полигона ТБО г. Воронежа	76
<i>Петрозаводск, 8–10 октября, 2012 г.</i>	193

Огняник Н.С., Парамонова Н.К., Шпак Е.Н. Мониторинг территорий, загрязненных легкими нефтепродуктами	78
Пастушенко Л.Ю. Оценка современного состояния особо охраняемых природных территорий Воронежской области	81
Пестрикова Н.Л. Скопления газовых гидратов в охотском море	83
Повалюхина Т.В., Косинова И.И. О влиянии промышленных и поверхностных сточных вод на акваторию Воронежского водохранилища	85
Слуковский З.И., Полякова Т.Н. Макрозообентос реки Неглинки и его связь с химическим составом донных отложений водоема	89

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ГИС В ГЕОЛОГИИ

Бакунович Л.И., Лебедев А.А. Карельская сейсмологическая сеть	95
Дробиз М.В. Создание скоростной модели земной коры западной окраины Восточно-Европейской платформы с применением «geceiver function»-анализа	98
Климовский А.В. Климовская Е.Е. Магнитная восприимчивость ультрамафитов участка Зеленая горка (Костомукшская зеленокаменная структура)	101
Нилов М.Ю. Стадийное наращивание детальности геофизических исследований на примере изучения Северной Приграничной площади (Западная Карелия)	104
Павловская О.А. ГИС-моделирование особенностей температурного режима отложений платформенного чехла территории Беларуси для определения перспектив использования геотермальной энергии	106
Пиоро Е.В., Тырина Т.С. Влияние плотностных свойств глинистых грунтов на скорости распространения упругих волн	109
Попов И.В., Носкова Н.Н. Сейсмический шум по данным сейсмостанции «Сыктывкар»	111
Решетник М.Н. Малоуглубинная магнитометрия в структурировании докембрийских образований	114
Рязанцев П.А. Выделение тектонических нарушений на другорецком месторождении габбродолеритов по данным электроразведки	118

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Астахова И.С. Минеральные системы Bi (Pb) –Te – S в Харбейском месторождении Полярного Урала	123
Голубева Ю.Ю., Каргин А.В. Петрогеохимическая неоднородность кимберлитов Зимнебережного поля, Архангельская область	125
Каргин А.В. Лампроиты Костомукши 1,2 млрд лет (Карелия, Россия): геохимические типы и оценки глубин формирования их источников	128
Климовская Е.Е. Геологические особенности образования талькового камня месторождения Озерки (Костомукшская зеленокаменная структура)	131
Компанченко А.А. Минералогия и условия образования золото-сульфоарсенидных руд проявлений Новые Пески (Карелия) и Пиилола (Финляндия)	134
Кузнецов В.С. Новые данные о химическом составе сульфидных минералов в палеопротерозойских стратифицированных толщах Курской магнитной аномалии	137
Максимов О.А. Метаморфическая эволюция пород основного состава неоархейского меланжа района с. Гридино (переход эклогит-амфиболит)	139
Митрохина Т.В., Митрохин А.В. Петрогенезис титаноносных габброидных интрузий коростенского плутона (Украинский щит)	142
Омельченко А.Н., Митрохин А.В., Загородний В.В. Геохимические особенности базитовых даек восточной части волынского мегаблока Украинского щита	145
Панкова Ю.А., Крючкова Л.Ю., Гликин А.Э. Исследование морфологии и неоднородности смешанных кристаллов ряда $(K,Rb)H_2Si_2O_7$	147
Савинский И.А., Владимиров В.Г. Происхождение глубокометаморфизованных пород Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан)	151
Степенищikov Д.Г. Развитие представлений о реальной форме кристаллов	153
Шарков М.Д., Бойко М.Е., Ивашевская С.Н. Определение структурных характеристик наноалмазов детонационного синтеза на основе рентгеноструктурного анализа алмазной шихты	156

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

Геологическая экскурсия Петрозаводск – Кончезеро – Марциальные воды – Кивач – Гирвас – Кумса	161
Геологическая экскурсия по маршруту: Петрозаводск – Соломенное – ур. Чертов стул – Ялгуба	180
Камень в архитектуре города Петрозаводска	189

Научное издание

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ,
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ**

Материалы XXIII молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского научного центра РАН*

Печатается в авторской редакции

Сдано в печать 01.10.2012.
Формат 60х84¹/₈. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 21,3. Усл. печ. л. 22,8. Тираж 200 экз.
Изд. № 318. Заказ 74.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50